



Caractérisation de l'activité hydrosédimentaire dans le Système Turbiditique du Var (NO Méditerranée) et de son enregistrement dans l'archive sédimentaire

Virginie Mas

► To cite this version:

Virginie Mas. Caractérisation de l'activité hydrosédimentaire dans le Système Turbiditique du Var (NO Méditerranée) et de son enregistrement dans l'archive sédimentaire. Minéralogie. Université Sciences et Technologies - Bordeaux I, 2009. Français. NNT : . tel-00483163

HAL Id: tel-00483163

<https://theses.hal.science/tel-00483163>

Submitted on 12 May 2010

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

N° d'ordre : 3914

THESE

Présentée à

L'Université Bordeaux I

Ecole Doctorale des Sciences et Environnements

Par M^{lle} Virginie MAS

Pour obtenir le grade de

Docteur

Spécialité: Sédimentologie Marine et Paléoclimats

Caractérisation de l'activité hydrosédimentaire dans le Système Turbiditique du Var (NO Méditerranée) et de son enregistrement dans l'archive sédimentaire

Soutenue le : 7 décembre 2009

Après avis de :

M. Alain TRENTESAUX, Professeur, Université Lille 1

Rapporteur

M. Thierry GARLAN, Ingénieur ISC, SHOM / Brest

Rapporteur

Devant la commission d'examen formée de :

M. Alain TRENTESAUX, Professeur, Université Lille 1

Rapporteur

M. Thierry GARLAN, Ingénieur ISC, SHOM / Brest

Rapporteur

M. Thierry MULDER, Professeur, Université Bordeaux 1

Directeur de thèse

M. Bernard DENNIELOU, Chercheur, IFREMER / Brest

Tuteur

M. Jacques GIRAudeau, DR CNRS, Université Bordeaux 1

Président

M. Olivier PARIZE, Ingénieur, AREVA / Paris

Examineur

Et en la présence de :

M. Alexis KHRIPOUNOFF, Chercheur IFREMER / Brest

Invité

Mme Sabine SCHMIDT, CR CNRS, Université Bordeaux 1

Invité

Au terme de ce doctorat, je souhaiterais remercier tous ceux qui ont rendu possible ce travail et tout ceux qui m'ont soutenu. Mais avant tout, j'aimerais faire un bilan de cette aventure. Rassurez-vous, il tient en deux lignes.

Réaliser une thèse est à la fois une expérience formidable et une sacrée galère. Les anciens thésards qui occulteraient une partie de la phrase précédente vous mentent. Voilà.

Je tiens dans un premier temps à adresser ma reconnaissance aux membres du jury, qui ont accepté de juger mon travail et contribué à l'amélioration de ce manuscrit. J'adresse en particulier mes remerciements à Jacques Giraudeau, qui m'a fait l'honneur de présider ce jury et qui s'est en outre déplacé pour moi jusqu'à l'université pendant ses congés. Je remercie également Alain Trentesaux et Thierry Garlan pour avoir accepté d'être rapporteurs, pour leur relecture du manuscrit et pour leurs conseils judicieux. J'ai été ravie de faire la connaissance d'Alain Trentesaux lors de ma soutenance et de retrouver Thierry Garlan, dont j'apprécie chaque rencontre. Merci également à Olivier Parize pour avoir partagé sa grande connaissance du Var.

J'adresse ensuite mes remerciements à l'ensemble de mes encadrants, officiels et officieux. La diversité que représentent toutes ces personnes est proprement hallucinante, mais tous ont contribué, à leur manière, à la construction de ce travail et à celle de ma maturité scientifique. Tout d'abord, je souhaite remercier Thierry Mulder pour avoir accepté d'être mon directeur de thèse. Le suivi de mes travaux malgré la distance a permis d'en améliorer la qualité. Je reste admirative devant l'étendue de son savoir.

J'adresse toute ma profonde gratitude à Bernard Dennielou, qui a co-encadré cette thèse à Ifremer. Je tiens à le remercier tout particulièrement pour sa confiance, sa patience, ses conseils et son soutien. Sa rigueur scientifique et lexicale ainsi que ses nombreuses relectures minutieuses m'ont parfois donné du fil à retordre, mais m'ont permis de m'améliorer dans bien des domaines. J'ai beaucoup appris à ses côtés, tant d'un point de vue scientifique qu'humain.

Je remercie Alexis Khripounoff, deuxième co-encadrant de cette thèse. Son investissement dans ce projet a permis d'obtenir un jeu de données incroyable. Je le remercie pour m'avoir autorisée à exploiter ses mesures de flux de particules et pour m'avoir laissée en prélever quelques unes. J'ai grandement apprécié sa bonne humeur et sa sympathie.

Je rends également hommage à Bruno Savoye, non seulement parce qu'il était incollable sur le Var mais surtout parce qu'il savait me guider et me motiver. J'ai vraiment apprécié de travailler avec lui. Je regrette nos discussions sérieuses comme nos plaisanteries.

J'aimerais remercier Annick Vangriesheim, pour m'avoir initiée à l'étude des courants, et pour m'avoir aussi chaleureusement soutenue tout au long de cette thèse. Les moments passés ensemble à dépouiller les données ont été très enrichissants. Une partie de ce mémoire n'aurait pas existé sans ses idées et ses connaissances éclairées dans le domaine de la courantologie.

Mes remerciements vont ensuite à Sabine Schmidt qui a également été fortement impliquée dans ce travail. Elle a non seulement réalisé de nombreuses analyses isotopiques en m'expliquant avec beaucoup de patience le fonctionnement de la méthode et la façon d'exploiter les résultats, mais elle a également pris le temps de relire mes travaux, d'y apporter des suggestions, et de m'aider à les améliorer.

Je remercie Ricardo Silva Jacinto, qui est capable de poser des équations physiques sur à-peu-près tout ce qu'il est possible d'imaginer. Merci d'avoir consacré de nombreuses heures à m'expliquer le comportement physique des processus gravitaires et à m'aider à développer cette méthode de quantification des flux particulières.

Remerciements

Je remercie toute l'équipe réunie autour des projets HERMES/ENVAR, en pensant notamment à Joëlle Galéron, Jean-Claude Caprais, Joël Etoubleau, Laurence Guidi-Guivard, Roselyne Buscail, Philippe Crassous, Philippe Noël et Jean-Paul Foucher. Côté d'une si grande multidisciplinarité m'a permis de m'ouvrir à un large spectre de connaissances scientifiques. En outre, ce fut un réel plaisir de pouvoir échanger avec vous, et je garderai de très bons souvenirs des moments passés en votre compagnie tout au long des missions océanographiques.

Je remercie également toutes les personnes ayant contribué de près ou de loin à l'élaboration de ce travail. Je pense en particulier aux équipages rencontrés sur le Suroît, le Pourquoi Pas ?, et le Thetys II, à l'équipe des labos carotte de Brest et Bordeaux (René Kerbrat, Gilbert Floch, Mickaël Rovere, Ronan Apprioual, Philippe Fernagut, Joël Saint-Paul) à l'équipe de la carto (Benoît Loubrieu, Catherine Satra-Lebris, Sylvain, Anaïs Hoareau, Nelly Frumholtz), à l'équipe administrative terriblement efficace (Sylvia Baronne, Alison Chalm, Delphine Rousic, Nicole Skovron) et aux diverses personnes ayant pris de leur temps pour relire mon article (Sidonie Revillon, Gwen Jouet, Julien Bourget, et la famille Mas). Merci à Roland pour avoir passé du temps, et ce, aux quatre coins de la France, pour relire mes textes et admirablement relever mes erreurs/incertitudes. Merci également à Edith, pour son grand talent de la mise en page word. Merci également à Zeil, pour m'avoir obtenu les données de vent, même si je n'ai pas eu le temps de les exploiter.

J'ai une pensée pleine de tendresse pour mes copains et collègues, qui m'ont aidé à tenir le coup et avec qui j'ai partagé d'intenses moments de travail comme des moments de joies délirants et fous. Sans vous, ça aurait été beaucoup moins drôle. Merci donc à :

- l'ensemble des copains rencontrés au détours des bureaux, couloirs et coins-café des laboratoires EPOC, GM et DEEP, avec en particulier mon cousin Mireille, Sébastien, Jehanne, Laure, Valentine, Elodie, Samuel, Gwen, Isa, Caro, Mathieu, Vincent, Julien, Delphine, Thibaut, Sandra, Béné, Gabi, Seb et Fred,
- mes amis brestois avec en particulier Ivo, Lise, Seb et Elena,
- mes amis d'enfance Julie, Sandrine, Nico, Philippe.

Pour finir, je remercie ma famille pour avoir fait front avec moi. Votre mobilisation et votre indéfectible soutien me sont allés droit au cœur.

Ce travail est dédié à la mémoire de Bruno Savoye.

Sommaire général

Introduction	1
A. Problématique.....	3
B. Motivations et objectifs de cette étude	4
C. Organisation du mémoire	5
Chapitre I: Les transferts sédimentaires et dépôts associés	7
A. Les transferts sédimentaires et leurs dépôts.....	9
1. <i>Les panaches turbides</i>	9
2. <i>Les écoulements gravitaires</i>	10
2.1. Les glissements en masse	11
2.2. Les écoulements laminaires.....	12
2.3. Les écoulements turbulents.....	12
2.3.1. La structure d'un écoulement turbiditique – paramètres de base.....	12
2.3.2. Classification des écoulements turbulents, en fonction de leur origine	14
B. La variabilité spatiale des dépôts sédimentaires – influence de la morphologie sur un écoulement gravitaire	20
1. <i>La morphologie d'un système turbiditique</i>	21
2. <i>Interactions entre la morphologie et un écoulement gravitaire.</i>	22
2.1. Introduction	22
2.2. Comportement d'un écoulement en amont d'un obstacle	23
2.3. Comportement de l'écoulement en aval d'un obstacle.....	24
C. La préservation des dépôts dans le temps.....	25
Chapitre II: Contexte géologique et environnemental du Var.....	27
A. Contexte géologique.....	29
B. Le système turbiditique du Var.....	29
1. <i>Evolution depuis le Pléistocène Supérieur</i>	29
2. <i>Morphologie et fonctionnement récent</i>	30
C. Contexte hydrodynamique.....	34
D. Le fleuve Var.....	35
1. <i>Le bassin versant</i>	35
2. <i>L'hydrologie</i>	37
3. <i>Le matériel exporté</i>	38
4. <i>Les aménagements du fleuve</i>	39
5. <i>Estimation du flux particulaire exporté par le fleuve: quantification des apports et impact humain</i>	39
Chapitre III: Matériel et méthodes.....	41
A. Généralités.....	43
1. <i>Origine des données</i>	43
2. <i>Positionnement et Géoréférencement</i>	43
B. Les outils utilisés en mer	44
1. <i>Le sondeur multifaisceaux EM12</i>	44
2. <i>Le SAR (Système Acoustique Remorqué)</i>	44
3. <i>Les carottiers d'interface</i>	44
4. <i>Les stations de mesure dans la colonne d'eau</i>	46
4.1. Les mouillages dans le système turbiditique du Var.....	47
4.2. Les courantomètres.....	48
4.3- Les pièges à particules.....	48
C- Protocole d'étude des sédiments en laboratoire	49
1- <i>Le banc multiparamètres (MSCL-Geotek Ltd.)</i>	49
2- <i>La radioscopie RX</i>	49
3- <i>La mesure de la granulométrie</i>	50
4- <i>Les frottis</i>	50
5- <i>La datation par le plomb, le césium et le thorium radioactifs</i>	51
6- <i>Le taux d'accumulation en masse (TAM)</i>	52

Chapitre IV: Activité actuelle du système turbiditique du Var, en relation avec l'activité du fleuve et de la circulation des masses d'eau dans le bassin Liguro-Provençal..... 55

A- L'activité du fleuve Var	57
B- Evolution des vitesses et directions de courants, de la température et des flux particuliers mesurés sur le système turbiditique entre septembre 2005 et octobre 2007	59
1- <i>Les tendances générales</i>	60
1.1- Les courants	60
1.1.1- Caractéristiques des courants mesurés	60
1.1.2- Evolution des vitesses et directions des courants au cours de la période de mesure	63
1.2- La température	64
1.3- Les flux particuliers et la composition des particules	66
2- <i>Les événements particuliers</i>	69
C. Mécanismes à l'origine des courants et flux particuliers enregistrés dans le système.....	73
1. <i>Les tendances générales – Rôle de la circulation locale</i>	73
2. <i>Les événements particuliers – Enregistrement du passage d'écoulements gravitaires</i>	74
D. Le déclenchement des courants de turbidité hyperpycniaux dans le Var	79
1. <i>Estimation du seuil de déclenchement</i>	79
2. <i>Fréquence de retour des courants de turbidité hyperpycniaux</i>	81
E. Conclusions.....	81

Chapitre V: Flux particulière et taux d'accumulation à l'échelle actuelle, en relation avec le dépôt et la préservation des dépôts turbiditiques..... 83

A- Les nouveaux dépôts sédimentaires	85
B- Quantification des flux, dans la colonne d'eau et dans l'archive sédimentaire	92
1. <i>Le taux d'accumulation en masse (TAM) dans l'archive sédimentaire</i>	92
2. <i>Estimation du flux à partir des pièges à particules</i>	92
3. <i>Comparaison des flux sédimentaires avec des modèles de sédimentation hémipélagique</i>	94
C. Bilan sédimentaire des crues et des courants de turbidité hyperpycniaux	96
1. <i>Estimation de la masse de sédiment en suspension apportée par le fleuve pendant les crues</i>	97
2. <i>Estimation de la masse de sédiment transportée et déposée dans le Canyon et la Vallée Supérieure du Var par les courants de turbidité hyperpycniaux</i>	97
3. <i>Résultats et discussion</i>	103
3.1. Estimation de charge solide en suspension dans le fleuve	104
3.2. Estimation de la proportion du panache de surface impliqué dans un courant de turbidité hyperpycnal	104
3.3. Estimation de la masse en décantation et en mouvement horizontal dans un courant de turbidité	104
D. L'enregistrement de l'activité turbiditique dans les dépôts	106
1. <i>Comparaison du flux particulière mesuré dans la colonne d'eau et dans l'archive sédimentaire</i>	106
2. <i>Corrélation des séquences déposées avec l'activité turbiditique</i>	106
3. <i>La préservation des dépôts dans le temps</i>	108
E. Conclusions.....	109

Chapitre VI: la distribution dans le temps et l'espace des dépôts sédimentaires 111

A- Résumé des principaux résultats	113
B- Article "Multiscale spacio-temporal variability of sedimentary deposits in the Var turbidite System (North-Western Mediterranean Sea)".....	115
C- Le rôle des transferts sédimentaires dans la construction du système – Evolution des taux d'accumulation en masse (TAM) avec le temps.	146
1- <i>Résultats complémentaires</i>	146
1.1- Les TAM dans l'archive sédimentaire	146
1.2- Fréquence des turbidites.....	151
2. <i>Discussion</i>	152

Chapitre VII: Synthèse et discussion 157

A. Nature et origine des mécanismes de transport sédimentaire dans le système turbiditique du Var.....	159
1. <i>Caractérisation des mécanismes de transport</i>	159
2. <i>Les facteurs forçant</i>	162
B. Modèle conceptuel du fonctionnement hydro-sédimentaire du système turbiditique du Var.....	163
1. <i>Répartition des sédiments dans le système turbiditique du Var</i>	163
2. <i>Rôle de chaque type de processus sédimentaire dans la construction du système</i>	164
2.1. Les courants de turbidité de moyenne à grande magnitude	164

2.2. Les courants de turbidité de faible magnitude	165
3. <i>Préservation des dépôts sédimentaires dans le temps</i>	166
C. Peut-on retracer l'activité du fleuve Var dans l'archive sédimentaire?	168
Conclusions générales et perspectives	171
A. Rappel des principaux objectifs de la thèse	173
B. Principaux résultats obtenus	173
C. Perspectives	177
Références Bibliographiques	179
ANNEXES	195

Liste des figures

Figure I-1	Page 11
<i>Représentation schématique des différents types d'écoulements gravitaires et des dépôts associés (Mulder et Alexander, 2001)</i>	
figure I-2	Page 13
<i>Le modèle de Kneller: la matrice d'accélération (Kneller, 1995).</i>	
figure I-3	Page 14
<i>La séquence de Bouma (1962)</i>	
Figure I-4	Page 15
<i>Corrélations entre la séquence de Bouma (1962) les turbidites grossières composées de graviers et sables (Lowe, 1982) et les turbidites argilo-silteuses (Stow et Shanmugam, 1980), (Shanmugam, 2000)</i>	
figure I-5	Page 16
<i>Ecoulement hyperpycnal. La densité de l'écoulement (ρ_f) est supérieure à la densité de l'eau ambiante (ρ_w).</i>	
Figure I-6	Page 17
<i>Photographie aérienne de la formation d'un courant hyperpycnal au large de Skeidararsandur (Islande) en 1996, prise par Magnús Tumi Gumundsson et Finnur Pálsson, (Mulder et al., 2003)</i>	
Figure I-7	Page 18
<i>Photographies de l'évolution d'une sédimentation convective. L'écoulement hyperpycnal est généré au temps (e), (Maxworthy, 1999)</i>	
Figure I-8	Page 19
<i>Faciès et séquences déposés en fonction de l'amplitude de la crue du fleuve. (1) Crue de très faible amplitude. Le débit maximal n'atteint pas le seuil critique pour générer un écoulement hyperpycnal. Le sédiment se dépose par décantation et pourra être remobilisé par la suite dans une bouffée turbide. (2) Crue de faible amplitude. Le pic de débit dépasse le seuil critique et un écoulement hyperpycnal est généré. La transition entre le terme granocroissant (Ha) et granodécroissant (Hb) est progressif. (3) Crue de moyenne amplitude. La séquence est identique à la 2, mais plus épaisse et plus grossière. (4) Crue de forte amplitude. Le débit au pic est si élevé que l'écoulement hyperpycnal peut devenir érosif entre Ha et Hb (Mulder et al., 2001a).</i>	
Figure I-9	Page 20
<i>Exemple d'une hyperpycnite argilo-silteuse observée dans complexe deltaïque ancien (Crétacé Supérieur) du Wyoming USA (Soyinka et Slatt, 2008).</i>	

Figure I-10	Page 21
<i>Schéma d'un système turbiditique et types de dépôts rencontrés, modifié d'après (Reading et Richards, 1994) et (Galloway, 1998)</i>	
Figure I-11	Page 23
<i>Situations provoquant une évolution spatiale de l'écoulement (Kneller, 1995).</i>	
Figure I-12	Page 24
<i>Effet de la topographie sur la dynamique des écoulements en fonction de la hauteur d'un obstacle (Alexander et Morris, 1994). H_o représente la hauteur de l'obstacle et h_e la hauteur de l'écoulement. Si H_o est beaucoup plus grand que h_e (a), l'écoulement est complètement bloqué. Si H_o est négligeable par rapport à h_e (d), le comportement de l'écoulement changera peu, sauf localement où l'on pourra observer de petites variations dans la fabrique sédimentaire. Entre ces deux extrêmes, l'écoulement pourra en partie déborder au-delà de l'obstacle (b) et (c).</i>	
Figure I-13	Page 25
<i>L'effet du nombre interne de Froude sur le comportement en aval de l'écoulement, d'après (Kneller et Buckee, 2000).</i>	
Figure II-1	Page 30
<i>Carte des principaux paléo-chenaux du système turbiditique du Var, d'après Savoye et al, (1993); Migeon (2000).</i>	
Figure II-2	Page 31
<i>Le système turbiditique du Var. (a): Carte de localisation, (b): Détail d'une partie du canyon et de la Vallée Supérieure.</i>	
Figure II-3	Page 33
<i>Bathymétrie 3D du pied de la pente continentale niçoise drapée de l'image EM12 (Unterseh, 1999).</i>	
Figure II-4	Page 36
<i>Carte schématique des principaux bassins versants du Var et de ses affluents.</i>	
Figure II-5	Page 37
<i>Cadre géologique simplifié du bassin versant du Var. 1) Granite de l'Argentera, 2) Complexe métamorphique du massif, 3) Permotrias, 4) Mésozoïque des chaînes calcaires subalpines, 5) Dépôts tertiaires, 6) Pliocène du delta du Var.</i>	
Figure II-6	Page 39
<i>Les aménagements de la basse vallée du Var. En noir est représenté l'ancien lit du fleuve, et son delta. En blanc est représenté le lit actuel (Anthony et Julian, 1999).</i>	
Figure III-1	Page 46
<i>Localisation des carottages (en blanc) et des mouillages (en noir)</i>	

Figure III-2	Page 47
<i>Exemple de composition d'une ligne de mouillage.</i>	
Figure IV-1	Page 58
<i>Evolution des débits (a) à l'embouchure du fleuve Var et (b) à Carros en amont du fleuve, sur l'Estéron au niveau du Broc et sur le cours du Var au niveau de Villars-Sur-Var. Les dates des crues du fleuve Var sont indiquées par les flèches.</i>	
Figure IV-2	Page 59
<i>Position des mouillages dans le système turbiditique et profils bathymétriques correspondants. Sur le cartouche, les points indiquent la profondeur des courantomètres.</i>	
Figure IV-3	Page 61
<i>Représentation des courants en coordonnées polaires. (a) Mesures de vitesse et de direction des courants pour chaque mouillage. Chaque point correspond à une mesure, sa direction sur le cercle correspondant à sa direction et sa distance par rapport au centre indique la vitesse du courant. (b) Pourcentage du nombre de données dans chacune des directions. Les flèches de couleur sur les bords de cercle indiquent l'orientation de l'axe du chenal au niveau de la station.</i>	
Figure IV-4	page 63
<i>Vitesses des courants en fonction du temps sur les cinq courantomètres installés au niveau inférieur.</i>	
Figure IV-5	page 65
<i>Variation des températures et des vitesses de courant au cours du temps sur les courantomètres du bas.</i>	
Figure IV-6	Page 67
<i>Variation des flux particuliers (en échelle logarithmique) et des vitesses de courants sur les 2 années d'analyses au différents mouillages. Les flux particuliers en couleur représentent les godets pour lesquels la composition des particules, de la présence de débris végétaux et de l'état des coquilles et tests ont été déterminée (T = exclusivement terrigène, t^+ = large dominance terrigène, t = dominance terrigène, tb = terrigène équivalent au biogène, b = dominance biogène, b^+ = large dominance biogène, B = exclusivement biogène).</i>	
Figure IV-7	Page 69
<i>Corrélations entre le flux particulière et la vitesse des courants. Courbes noires: vitesse instantanée maximale ; Courbes blanches: vitesse moyenne sur 9 jours.</i>	
Figure IV-8	Page 70
<i>Détail des valeurs de vitesse et direction des courants lors des événements particuliers observés en VV et VA.</i>	

Figure IV-9	Page 71
<i>Détail des valeurs de vitesse des courants et des températures lors des événements particuliers observés en VV et VA.</i>	
Figure IV-10	Page 75
<i>Relation entre la charge solide en suspension (C_s) et le débit (Q) à l'embouchure du Var (Mulder et al., 1997b). 1: Données d'après Laurent (1971); 2: Courbe des débits correspondant à des charges solides pour des crues déclenchées après des périodes de sécheresse.</i>	
Figure IV-11	Page 76
<i>Détail des débits du fleuve Var mesurés au Pont Napoléon III (courbes rouges) et des vitesses de courants au mouillage VV (courbes noires) pendant les quatre crues de septembre et décembre 2006 pour lesquelles les mesures de débits étaient disponibles.</i>	
Figure IV-12	Page 81
<i>Comparaison entre les mesures de débits disponibles à l'embouchure du fleuve Var (a) et les mesures de vitesses et flux particulières dans le canyon à la station VV (b). L'estimation d'un débit seuil à $306 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ permet d'expliquer la formation d'un courant de turbidité hyperpycnal dans le canyon (crues 2 à 4) à condition que la crue affecte l'ensemble du bassin versant, ce qui n'est pas le cas de la crue 1.</i>	
Figure V-1	Page 86
<i>Position du mouillage VA et des carottes utilisées pour l'étude des nouveaux dépôts sédimentaires sur les sub- terrasses C2 et C3. La date de prélèvement des carottes est indiquée dans le Tableau V-2.</i>	
Figure V-2	Page 87
<i>Image rX, photographie, description, courbe granulométrique et faciès sédimentaires des premiers centimètres des carottes MTB-VA-02 et IENV2-16, montrant les 2 dernières séquences déposées (S1 et S2). Les faciès sédimentaires sont définis dans le chapitre IV (4: sédiment composé de sable fin, granodécroissant et présentant d'éventuelles figures sédimentaires, 5a: Sédiment silteux granodécroissant, 5b: Sédiment argilo-silteux, 6: Hémipélagite, 7: Sédiment allant du silt au sable, granocroissant, 8: Couche diffuse siltoargileuse).</i>	
Figure V-3	Page 88
<i>Image rX, photographie, description, courbe granulométrique et faciès sédimentaires des premiers centimètres des carottes MTB-VA-05 (a) et MTB-VA-15 (b), montrant la nouvelle séquence déposée (S3) au dessus des séquences S1 et S2. Les faciès sédimentaires sont définis dans le chapitre IV (4: Sédiment composé de sable fin, granodécroissant et présentant d'éventuelles figures sédimentaires, 5a: Sédiment silteux granodécroissant, 5b: Sédiment argilo-silteux, 6: Hémipélagite, 7: Sédiment allant du silt au sable, granocroissant, 8: Couche diffuse siltoargileuse). La distribution des tailles de grains au sein de la séquence S3 est représentée sur le graphique (c).</i>	

Figure V-4

Page 89

Photographie, description, courbe granulométrique et faciès sédimentaires des premiers centimètres de la carotte MTB-VA-26, montrant les nouvelles séquences S4, S5 et S6 déposées au dessus des séquences S1, S2 et S3. Les faciès sédimentaires sont définis dans le chapitre IV (4: Sédiment composé de sable fin, granodécroissant et présentant d'éventuelles figures sédimentaires, 5a: Sédiment silteux granodécroissant, 5b: Sédiment argilo-silteux, 6: Hémipélagite, 7: Sédiment allant du silt au sable, granocroissant, 8: Couche diffuse siltoargileuse). Les étoiles présentes sur la description indiquent les prélèvements pour les analyses granulométriques.

Figure V-5

Page 89

Courbes granulométrique de la carotte MTB-VA-26 avec (a): D50 en fonction de la profondeur de la carotte, (b), (c), (d), (e) et (f) : répartition de la taille des grains pour chaque échantillon issu des séquences S2, S3, S4, S5 et S6 respectivement.

Figure V-6

Page 91

Photographie, description, courbe granulométrique et faciès sédimentaires des premiers centimètres de la carotte MTB-VA-28, montrant un sédiment siltoargileux mal classé (noté f1) déposé au dessus des séquences S1 et S2. Les faciès sédimentaires sont définis dans le chapitre IV (4: Sédiment composé de sable fin, granodécroissant et présentant d'éventuelles figures sédimentaires, 5a: Sédiment silteux granodécroissant, 5b: Sédiment argilo-silteux, 6: Hémipélagite, 7: Sédiment allant du silt au sable, granocroissant, 8: Couche diffuse siltoargileuse). Les étoiles présentes sur la description indiquent les prélèvements pour les analyses granulométriques.

Figure V-7

Page 91

Profil de la répartition des classes granulométriques en fonction de la profondeur sur (a) MTB-VA-26 (01/04/2008) et (b) MTB-VA-28 (22/08/2006). Les traits représentent la limite des séquences sédimentaires.

Figure V-8

Page 92

Compilation des nouvelles séquences sédimentaires observées sur la terrasse C au cours des missions ENVAR (septembre 2005 – août 2007).

Figure V-9

Page 93

Flux journalier moyen ($\text{g.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$) pendant 2 ans, mesuré entre septembre 2005 et octobre 2007 par les pièges à particules. La carte (a) présente la répartition des flux dans le système, et le graphique (b) permet de mettre en évidence une corrélation exponentielle inverse entre les flux moyens et la distance à l'embouchure du fleuve.

Figure V-10

Page 95

Flux sédimentaire journalier moyen en fonction de la distance à l'embouchure. Les courbes (a) et (b) sont le résultat du modèle de sédimentation hémipélagique dans lequel le taux de sédimentation (Z) décroît en fonction du carré de la distance à l'embouchure. Les courbes (c), (d), (e) et (f) sont les résultats du modèle de Syvitskiet Lewis (1992) avec $\lambda = 6,8j^{-1}$ et dans lequel on fait varier la hauteur du flot H_0 et l'apport solide total annuel (atsa), modifié d'après (Mulder et al., 1997b) et (Mulder et al. 1998). Les points noirs présentent les flux sédimentaires journaliers moyens, mesurés pendant 2 ans dans les stations de mouillages. Les points gris présentent le flux sédimentaire journalier moyen mesuré pendant le passage de l'ensemble des courants de turbidité dans les stations de mouillages VV et VA. Les points blancs présentent le flux sédimentaire journalier moyen en dehors de ces courants.

Figure V-11

Page 98

Schéma théorique représentant le fonctionnement du piège pendant le passage d'un courant de turbidité. A l'instant (a), le piège est dans le corps de l'écoulement et le flux total du courant est la composante du flux horizontal et du flux vertical (b). Le godet en place (noté n°1) ne collecte que le flux vertical (c). A l'instant (d), le corps du courant est passé et le godet n°1 collecte le flux vertical lié à la décantation du nuage turbide (e). Sur la durée (f), les godets n°2 et 3 collectent le flux résiduel du nuage turbide.

Figure V-12

Page 100

Estimation du flux particulaire vertical généré par le corps et la queue du courant à partir des pièges à particules. (a) : Les flux particuliers mesurés par les godets (aire grises) correspondent à une masse de sédiments par unité de surface et par unité de temps. (b) : On considère que le flux particulaire moyen mesuré par le piège ne résulte que du passage du courant (tête et queue). (c): on considère ensuite que le flux particulaire généré par la décantation de la queue est constant dans le temps, ce qui permet d'estimer dans le godet 1 la quantité de matière en provenance de la queue et celle en provenance du corps du courant. (d) : en multipliant la quantité de matière en provenance du corps par la durée de son passage, on peut estimer le flux vertical au sein du corps du courant de turbidité.

Figure V-13

Page 101

Estimation du flux particulaire vertical généré par le passage de deux courants de turbidité, à partir des pièges à particules. (a) : Les flux particuliers mesurés par les godets (aire grises) correspondent à une masse de sédiments par unité de surface et par unité de temps. (b) : On considère que le flux particulaire moyen mesuré par le godet 1 ne résulte que du passage du corps du premier courant. (c): on considère que le flux particulaire moyen généré par la décantation de la queue est constant dans le temps, ce qui permet d'estimer dans le godet 1 et 2 la quantité de matière en provenance du nuage et celle en provenance des corps des courants et ainsi d'estimer les flux verticaux liés aux corps des deux courants et à la queue du deuxième courant.

Figure V-14

Page 102

Estimation du bilan sédimentaire théorique dans le canyon et la Vallée Supérieure du Var. (a) Le système peut être divisé en deux boîtes, pour lesquelles le flux entrant est égale à la somme des flux de dépôt et flux sortants. (b) Chaque surface des boîtes est calculée en fonction de la morphologie du canyon et de la Vallée Supérieure et pour un écoulement épais de 100 m et confiné dans le chenal.

Figure V-15	Page 103
<i>Vitesses des courants (courbe) et flux particuliers (graphe en barre) en VV(a) et VA (b) pendant la période couvrant les événements du 25 septembre et du 7 et 9 décembre 2006.</i>	
Figure V-16	Page 107
<i>Positionnement sur une échelle de temps des carottes prélevées au cours des missions ENVAR avec les nouvelles séquences sédimentaires (en haut de l'échelle) et des différents événements enregistrés par la station de mouillage VA (en bas) avec l'activité accrue du courant Nord et les courants de turbidité de type H: courant hyperpycnal et B: bouffée turbide. Si un courant de turbidité est suivi d'un "?"; cela signifie que le mouillage ne fonctionnait pas à ce moment là, mais que le courant a été enregistré dans la station VV en amont (voir Tableau V-3).</i>	
Figure VI-1	Page 147
<i>Répartition des TAM ($\text{g.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$) sur les cinquante dernières années dans le système turbiditique du Var, estimés à partir des mesures de ^{137}Cs sur les carottes (points rouges). Les surfaces rouges présentent les flux estimés à partir d'un ensemble de carottes regroupées par zone avec (a) la terrasse A, (b) la terrasse B, (c) la terrasse C2, (d) le chenal au niveau du mouillage VB et (e) la Ride Sédimentaire du Var au niveau du mouillage VC.</i>	
Figure VI-2	Page 149
<i>Répartition des TAM ($\text{g.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$) sur la période ~1900-1950 dans le système turbiditique du Var, estimés à partir des mesures de $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ et ^{137}Cs sur les carottes (points violets). Les surfaces violettes présentent les flux estimés à partir d'un ensemble de carottes regroupées par zone avec (a) le flanc interne et (b) le flanc externe de la Ride Sédimentaire du Var.</i>	
Figure VI-3	Page 150
<i>Répartition des TAM ($\text{g.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$) à l'échelle de l'holocène dans le système turbiditique du Var, estimés à partir des mesures de ^{14}C sur les carottes (points jaunes).</i>	
Figure VI-4	Page 154
<i>Récapitulatif du TAM moyen ($\text{g.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$) sur l'Holocène, le dernier siècle et les cinquante dernières années sur les différents sites du système turbiditique du Var répartis le long d'un profil longitudinal.</i>	
Figure VII-1	Page 163
<i>Facteurs forçant qui contrôlent les processus sédimentaires dans le système turbiditique du Var.</i>	
Figure VII-2	Page 168
<i>Compilations des débits instantanés maximaux enregistrés chaque mois à l'embouchure du fleuve Var entre 1973 et 2007. Les données entre 1973 et 1984 proviennent de (Mulder et al., 2001b), pour lesquelles les petites valeurs ont été supprimées. Les autres données proviennent du SCHAPI. La ligne rouge représente le seuil de débit critique nécessaire pour générer un courant de turbidité hyperpycnal tel qu'il a été estimé par (Mulder et al., 1997b). La ligne verte correspond au débit critique pour générer un courant de turbidité hyperpycnal par sédimentation convective.</i>	

Liste des tableaux

Tableau III-1	Page 43
<i>Tableau récapitulatif des missions et du type de données utilisées dans le cadre de cette étude. Les astérisques mentionnent les missions auxquelles j'ai participé. Les noms des mouillages sont indiqués entre parenthèses.</i>	
Tableau III-2	Page 45
<i>Récapitulatif des carottes étudiées. La localisation des carottes est présentée dans la Figure III-1.</i>	
Tableau III-2	Page 48
<i>Description des lignes de mouillages, indiquant le nom de la zone, la date de première mise à l'eau et de dernier retour à bord, la position dans le système turbiditique, la profondeur d'eau dans la zone, la composition du mouillage et la position des équipements au dessus du fond.</i>	
Tableau IV-1	Page 78
<i>Synthèse des critères utilisés pour déterminer le type d'écoulement gravitaire en fonction des paramètres enregistrés sur la période de septembre 2005 à octobre 2007. Les points d'interrogation indiquent que la donnée n'existe pas (le mouillage n'était pas à l'eau, ou le débit du fleuve n'était pas mesuré lors de cet événement), les traits d'union indiquent que le mouillage n'a pas enregistré d'écoulement gravitaire. (*) Le 24/03/2007, le courantomètre ne fonctionnait pas en VV, mais le flux particulière n'augmente pas de façon significative</i>	
Tableau V-1	Page 85
<i>Valeur du $^{234}\text{Th}_{\text{ex}}$ (dpm.g^{-1}) dans les sédiments de surface (couche 0 – 0,5 cm). Les valeurs en gras représentent des teneurs qui témoignent d'un apport sédimentaire au cours des 100 derniers jours. Les "x" signifient que la mesure n'existe pas. Aucune mesure n'existe pour les carottes issues de la mission ENVAR2.</i>	
Tableau V-2	Page 86
<i>Récapitulatif des carottes étudiées pour l'analyse des nouveaux dépôts. Leur localisation est présentée dans la Figure V-1.</i>	
Tableau V-3	Page 94
<i>Tableau récapitulatif des courants de turbidité et des flux qu'ils génèrent aux stations VV et VA. Le flux particulière moyen de l'ensemble des courants de turbidité est à mettre en comparaison avec le flux moyen annuel en dehors de ces courants. Les points d'interrogation indiquent que la donnée n'existe pas (le mouillage n'était pas à l'eau à ce moment là).</i>	
Tableau V-4	Page 103
<i>Estimation du bilan sédimentaire ($\times 10^3$ tonnes) des événements du 25 septembre et du 7 et 9 décembre 2006. La masse de sédiments en suspension apportés par le fleuve est comparée à la masse totale de sédiments dans le système, qui comprend les sédiments déposés dans chaque boîte et ceux exportés hors de la dernière boîte.</i>	

Tableau VI-1	Page 146
<i>Tableau récapitulatif des TAM ($\text{g.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$) calculés à partir des mesures de ^{137}Cs sur les différents sites du système turbiditique du Var. La position des carottes est indiquée sur la figure III-1. Les valeurs entre crochets donnent une fourchette du flux, liée à l'incertitude sur la position de fin d'activité du ^{137}Cs, avec les valeurs minimales et maximales. Les valeurs indiquées par un signe supérieur correspondent à des carottes pour lesquelles la fin de l'activité du ^{137}Cs n'a pas été atteinte. La valeur fournie est donc une valeur minimale. Sur KV10, le TAM a été calculé grâce aux données de Mulder et al (2001b).</i>	
Tableau VI-2	Page 148
<i>Tableau récapitulatif des TAM ($\text{g.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$) sur la première moitié du siècle, calculés à partir des mesures de $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ et de ^{137}Cs sur les différents sites du système turbiditique du Var. La position des carottes est indiquée sur la figure III-1. Les valeurs de TAM sur la Ride Sédimentaire du Var sont calculées à partir du modèle CFCS (d'après Appleby et Oldfield, 1978 cf. chapitre III). Les valeurs entre crochets donnent une fourchette minimale et maximale du flux, liée à l'incertitude sur la position de fin d'activité du ^{137}Cs et du $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$. Sur KV10, le flux a été calculé grâce aux données de Mulder et al. (2001b).</i>	
Tableau VI-3	Page 150
<i>Tableau récapitulatif des TAM ($\text{g.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$) calculés à partir des mesures de ^{14}C sur des carottes du système turbiditique du Var. La position des carottes est indiquée sur la Figure VI-3.</i>	
Tableau VI-4	Page 151
<i>Récapitulatif du TAM moyen ($\text{g.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$) sur les périodes couvrant la première et la seconde moitié du dernier siècle et sur l'Holocène pour les différents sites du système turbiditique du Var. Les valeurs estimées à partir d'une seule carotte sont indiquées par un astérisque.</i>	
Tableau VI-5	Page 152
<i>Nombre de séquences gravitaires déposées et préservées durant les deux moitiés du dernier siècle sur les carottes des différentes zones du système turbiditique du Var. Les valeurs indiquées par un signe supérieur correspondent à des carottes pour lesquelles la fin de l'activité du ^{137}Cs n'a pas été atteinte. La valeur fournie est donc une valeur minimale. Lorsque le cadre stratigraphique ne peut être établi pour la première moitié du siècle, le nombre de séquences ne peut être estimé (x). Le nombre de séquences peut être sous-estimé lorsque la bioturbation (B) est trop importante. La position des carottes est donnée dans la figure III-1.</i>	
Tableau VI-6	Page 153
<i>Récapitulatif du TAM moyen ($\text{g.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$), du nombre moyen de séquences déposées et du TAM par séquences pendant la première et la seconde moitié du siècle pour les différents sites du système turbiditique du Var. Les valeurs estimées à partir d'une seule carotte sont indiquées par un astérisque. Le nombre de séquences peut être sous-estimé en présence de bioturbation (B). KV10 a été utilisée sur la terrasse C pour compléter les valeurs impossibles à fournir.</i>	
Tableau VII-1	Page 167
<i>Récapitulatif des caractéristiques, de l'impact, et de l'enregistrement dans le temps des différents types de courants de turbidité rencontrés dans le système turbiditique du Var (Modifié d'après Mulder et al., 1998).</i>	

Introduction

A. Problématique

Les systèmes turbiditiques profonds ont été abondamment décrits et étudiés (e.g. Normark, 1978; Cremer, 1983; Bouma, 1985; Damuth et al., 1988; Kenyon et al., 1995; Piper and Normark, 2001). Ils se développent généralement au débouché des grands fleuves et sont la voie principale d'acheminement des produits de l'érosion continentale, parmi lesquels le carbone et les polluants, vers les grands fonds océaniques (e.g. Buscail and Germain, 1997; Puig and Palanques, 1998; García et al., 2008). Ils abritent également des écosystèmes particuliers. En effet, la concentration de la matière organique aux alentours et dans les systèmes turbiditiques, même à grande profondeur, a pour conséquence directe des concentrations exceptionnelles d'organismes benthiques mais une faible diversité faunistique (e.g. Gage et al., 1995).

Un système turbiditique peut être considéré comme actif lorsque des courants gravitaires empruntent son chenal pour alimenter le domaine profond. Il est considéré comme inactif lorsque, coupé des apports sédimentaires directs, il se comble lentement grâce à la sédimentation hémipélagique. Ce fonctionnement repose sur la proximité d'une source d'apports sédimentaires. Une distinction importante peut être faite entre les systèmes selon que leur canyon soit connecté à un fleuve ou non. Cette connexion a souvent été mise en relation avec le niveau marin relatif: en bas niveau marin les têtes de canyon sont plus proches des sources en sédiments (connexion à un fleuve, incision du plateau continental émergé) et les systèmes turbiditiques sont généralement actifs. En période de haut niveau marin, le canyon incise rarement le plateau continental immergé, et le système est généralement inactif. Certains canyons qui se développent dans des contextes tectoniques ou morphologiques particuliers sont toujours connectés à un fleuve. C'est le cas du système turbiditique du Var par exemple, ou du Zaïre. Lorsqu'aucun fleuve n'est connecté, le transfert sédimentaire est faible. Des déstabilisations de sédiment provenant de la pente continentale ou des flancs du système peuvent engendrer des courants de turbidité. D'autres facteurs, comme la dérive littorale ou les tempêtes peuvent permettre le transport de sédiment et alimenter le système turbiditique (e.g. Puig et al., 2004 ; Canals et al., 2006). Lorsqu'il y a connexion, l'apport important de sédiment depuis le continent jusqu'au domaine profond peut se faire fréquemment via des courants de turbidité. Ces événements peuvent être directement déclenchés par une crue du fleuve (courant hyperpycnal) ou résulter de ruptures des hauts de pente suite à la surcharge en sédiments accumulés à proximité de l'embouchure.

L'étude des systèmes turbiditiques actuellement connectés à un fleuve apparaît comme un volet essentiel dans la démarche scientifique actuelle, qui tend à avoir une vision du transport sédimentaire depuis l'érosion continentale jusqu'aux dépôts dans le bassin profond (« from source to sink »). La manière dont les sédiments sont transportés et déposés, la fréquence des événements de transport et les flux de matières impliqués sont encore mal compris. C'est pour répondre à ces interrogations qu'ont été mis en place, par exemple, les projets européens EUROSTRATAFORM et par la suite HERMES (Hotspot Ecosystem Research on the Margins of European Seas). L'objectif de ce dernier, à dominante biologique, était de caractériser les écosystèmes dans des environnements particuliers, dont les environnements turbiditiques, et de comprendre l'impact de la dynamique sédimentaire sur ces écosystèmes environnants. En effet, les fortes variations spatiales et temporelles des différents types d'apports dans les systèmes turbiditiques en font un système très complexe qui soulève plusieurs questions :

- Comment déterminer et quantifier les flux de matière dans et autour de ces systèmes ?

- Quels sont le cheminement du matériel particulaire, les mécanismes de transport (gravitaire ou advectif) et les lieux de stockage ?
- Quelle est la variabilité des apports épisodiques de matière ? Quelle en est l'échelle de temps réelle ? Existe-t-il une périodicité dans les courants de turbidité ?
- Quel est le lien entre la nature, l'importance et la variabilité des différentes sources de matière assimilables par les écosystèmes et la structure et le fonctionnement des différentes communautés benthiques rencontrées dans et autour des systèmes turbiditiques ?
- Quelle sont la durée de vie et la dynamique des écosystèmes liés aux apports épisodiques de matière ?

La compréhension de la dynamique sédimentaire passée est abordée par l'étude de l'archive sédimentaire, mais l'étude de l'enregistrement sédimentaire ne donne qu'une vision partielle. La première difficulté consiste à établir la signature de la source des sédiments, des processus de transport et des processus de dépôt dans l'archive. La seconde difficulté réside dans le fait que chaque type de processus n'affecte pas de la même manière les différents environnements sédimentaires (plateau, pente, bassin, canyon, chenal, levée, etc.). Chaque processus doit donc être étudié, décrit et expliqué dans chacun de ces environnements. Enfin, vient s'ajouter la question de la préservation de ces processus de dépôt dans le temps. La remise en suspension, la bioturbation ou encore des processus d'érosion altèrent voir suppriment une partie de l'enregistrement sédimentaire. Sur le court, moyen et long terme, l'archive sédimentaire enregistre-t-elle des tendances ou des événements extrêmes ?

L'étude de la dynamique sédimentaire d'un canyon sous-marin peut être profitable à de nombreux domaines. La caractérisation des différents processus de transport sédimentaire au sein d'un système turbiditique connecté permet d'aider à la compréhension du fonctionnement de ses écosystèmes, et peut être utile pour des questions environnementales, que ce soit le suivi des polluants ou la gestion des stocks de pêche. La caractérisation des processus hydrodynamiques peut également être exploitable par le domaine militaire, pour aider à la mise en service d'engins sous-marins. Les systèmes turbiditiques sont également un domaine d'étude classique d'un point de vue industriel, car ils représentent des réservoirs pétroliers potentiels. Enfin, ce travail est profitable au domaine de la recherche fondamentale, car il apporte une meilleure compréhension de l'enregistrement des processus dans l'archive sédimentaire, et de l'évolution des systèmes turbiditiques dans le temps. L'étude d'un système turbiditique actuellement connecté à un fleuve pourrait en outre fournir un bon analogue de la plupart des systèmes turbiditiques actifs en période de bas niveaux marins.

B. Motivations et objectifs de cette étude

Ce travail s'inscrit dans le cadre du projet HERMES (6ème Programme Cadre Européen), et plus précisément au sein du volet consacré à l'étude des canyons (WP5).

Il a été réalisé dans le cadre d'une collaboration entre les laboratoires Environnements Sédimentaires (Géosciences Marines) et Environnements Profonds de l'IFREMER et l'Unité Mixte de Recherche 5805-EPOC (Environnements et Paléo-environnements Océaniques) de l'université Bordeaux 1.

Cette collaboration a conduit à l'élaboration du programme ENVAR, programme multidisciplinaire (biologie, physique, géochimie et sédimentologie) qui cherche à mieux comprendre la dynamique et la fréquence des apports sédimentaires et énergétiques canalisés

par le système turbiditique du Var, leurs origines et leurs conséquences sur le développement des organismes benthiques environnants.

Cette étude présente le volet sédimentologique du programme ENVAR et porte sur l'analyse, à plusieurs échelles de temps et d'espace, du fonctionnement du système turbiditique profond du Var, qui est actuellement connecté à un fleuve. Elle fait suite à de nombreux travaux précédemment réalisés, travaux qui s'étaient généralement attachés à retracer l'activité du système à partir d'analyses sédimentologiques et de modèles numériques. La nouveauté de cette étude réside dans l'utilisation conjointe de mesures dans la colonne d'eau et de données sédimentologiques. Elle permet donc de quantifier l'activité turbiditique du système à partir de mesures in-situ, de comprendre comment cette activité s'enregistre dans l'archive sédimentaire et ainsi d'aborder la question de la préservation des dépôts dans le temps.

Ce travail s'appuie sur un grand nombre de données de natures différentes. La base de données comporte ainsi une bathymétrie détaillée de la zone, une imagerie fine du fond, plusieurs carottes réparties sur les différents environnements sédimentaires du système et prélevées régulièrement pendant deux ans, des mesures de vitesse et direction des courants, de température et de flux particuliers acquises pendant deux ans sur cinq zones clés, ainsi que des données partielles sur le débit du fleuve.

Pour mener à bien cette étude, le Système Turbiditique du Var, au large de Nice, a été choisi en raison de :

- sa connexion directe avec l'embouchure du fleuve Var,
- la multitude des processus hydrodynamiques et sédimentaires auxquels il est soumis (courants de turbidité générés par les crues du fleuve et par des instabilités gravitaires, courant océanique),
- la possibilité d'exploiter une importante base de données et de connaissances déjà existantes,
- la proximité géographique permettant de facilement retourner sur la zone pour acquérir de nouvelles données.

Les objectifs de cette thèse sont de :

- Caractériser la dynamique hydro-sédimentaire actuelle du système turbiditique et déterminer les facteurs environnementaux impliqués dans la mise en place des processus de transport, d'érosion et de dépôt des sédiments.
- Caractériser la répartition et la nature des dépôts dans le système turbiditique en précisant les processus à l'origine de leur mise en place.
- Proposer un scénario d'évolution de ce système au cours du temps, en précisant les moteurs de son évolution (impact et fréquence des processus sédimentaires sur le système).

C. Organisation du mémoire

Le chapitre I est une synthèse bibliographique qui aborde les notions et concepts utilisés dans ce mémoire.

Le chapitre II est consacré à une revue bibliographique décrivant les contextes géologique et hydrodynamique de la zone et la morphologie détaillée du système turbiditique du Var.

Le chapitre III détaille les outils utilisés, les données acquises et les méthodes d'analyses des données utilisées dans ce mémoire.

Le chapitre IV présente l'activité actuelle du système turbiditique du Var, en relation avec l'activité du fleuve et de la circulation océanique dans le bassin Liguro-provençal. Il décrit les différents processus hydrosédimentaires observés dans la colonne d'eau pendant deux ans, et expose des critères pour reconnaître leur origine. En outre, il propose une discussion sur les mécanismes de déclenchement d'un courant de turbidité hyperpycnal.

Le chapitre V présente le lien qui existe entre les processus hydro-sédimentaires décrits dans le chapitre précédent et leur enregistrement dans la colonne sédimentaire.

Le chapitre VI présente sous la forme d'un article, un état des lieux sur la variabilité spatiale et temporelle des dépôts au sein du système turbiditique, et les processus pouvant être à l'origine de ces dépôts. Dans cet article, nous mettons en avant comment un même événement gravitaire peut déposer des séquences sédimentaires différentes, et ce, à une échelle spatiale réduite. Nos observations permettent de souligner la forte interaction qui peut exister entre la morphologie du fond et les courants gravitaires. Elles permettent en outre de proposer un modèle d'évolution du système dans le temps. A la suite de cet article sont présentés des résultats complémentaires, permettant de mieux appréhender cette évolution du système, à plusieurs échelles de temps.

Le chapitre VII présente une synthèse et une discussion autour des principaux résultats apportés dans les chapitres précédents. Il permet de faire le point sur la nature des processus hydro-sédimentaires, leurs impacts sur le système, et leurs préservations à différentes échelles de temps. Un modèle de fonctionnement du système est ainsi proposé. Ce chapitre présente en outre une discussion sur la capacité de l'archive sédimentaire à retracer l'activité du fleuve Var.

Les conclusions reprennent les faits marquants de ce travail et des perspectives sont proposées.

Chapitre I: Les transferts sédimentaires et dépôts associés

La sédimentation dans le domaine marin ne se résume pas à la simple accumulation de particules ayant décanté dans la colonne d'eau. Nous savons aujourd'hui qu'une grande variété de processus hydro-sédimentaires permet le transport et le dépôt de sédiment sur de grandes distances. Parmi ceux-ci, on notera l'importance des écoulements gravitaires, qui restent le vecteur principal du transport de sédiment depuis le continent jusqu'aux plaines abyssales (Brown et al., 1989).

La première partie de cette synthèse bibliographique fait l'état des lieux des concepts utiles à la compréhension des principaux mécanismes de transferts sédimentaires décrits et discutés le long de ce mémoire, et leurs dépôts associés. Elle ne constitue pas une revue complète de tous les transferts sédimentaires et s'attache seulement à décrire le transport et le dépôt des sédiments présents au sein des panaches turbides et des écoulements gravitaires. De plus, puisque la morphologie du fond influence le comportement d'un écoulement gravitaire et joue par conséquent un rôle important dans les mécanismes de transport/dépôt/érosion (Kneller et McCaffrey, 1999), une seconde partie sera consacrée aux interactions possibles entre la topographie et un écoulement gravitaire. Enfin une troisième partie abordera les concepts de préservation des sédiments dans le temps.

A. Les transferts sédimentaires et leurs dépôts

1. Les panaches turbides

La plupart du sédiment que l'on retrouve au fond des océans est amené par les fleuves. Syvitski (2003) et Syvitski et al. (2003) estiment l'apport des fleuves à 88% du flux global continent-océan. Les panaches turbides sont généralement la première étape dans la dispersion des particules continentales. L'eau douce ($\sim 1000 \text{ kg.m}^{-3}$) étant généralement moins dense que l'eau de mer ($\sim 1030 \text{ kg.m}^{-3}$), elle tend à rester en surface lors de son introduction dans le domaine marin, pour créer ce qu'on appelle un panache de surface. Sa séparation avec le fond marin dépend de plusieurs paramètres comme le débit du fleuve, la géométrie de l'embouchure ou les conditions dans la colonne d'eau, mais le facteur principal qui va conditionner son décollement reste la profondeur d'eau (Yankovsky et Chapman, 1997). Ainsi, lorsque le plateau continental est étroit, le panache va rapidement se déconnecter du fond, s'étaler en surface (Geyer et al., 2004), et devient particulièrement exposée à l'action des courants et des vents (Chao, 1988).

La sédimentation liée à la présence de panaches de surface s'effectue par décantation. La vitesse de décantation des particules dépend de leur taille et de leur forme. Plus une particule est grossière, plus vite elle va décanter (Loi de Stokes, cf Baba et Komar, 1981). Les particules argileuses peuvent également décanter par floculation, en relation avec la salinité, la turbulence et la matière organique en suspension (Eisma et al., 1991).

L'accumulation sédimentaire d'un panache turbide décroît de manière exponentielle avec la distance à l'embouchure (Mulder et al., 1997b). Le dépôt résultant d'un panache turbide reste difficilement identifiable dans les séries sédimentaires (Andrews et Syvitski, 1994), puisque lors de leur chute, les particules sont dispersées par les courants marins. Sur les marges continentales où l'activité hydrodynamique est réduite, comme par exemple au large du Mississippi (Wright et Coleman, 1974 ; Traykovski et al., 2000) ou au large du Zaïre (Eisma et Kalf, 1984), les sédiments du panache décantent verticalement. Par contre, sur des marges soumises à de forts courants marins, les sédiments peuvent être remis en suspension et/ou dispersés, comme c'est par exemple le cas au large du fleuve Eel sur la marge californienne (Wheatcroft et al., 1997; Wheatcroft et Borgeld, 2000). On observe également une dispersion

plus forte des particules dans le cas de systèmes alimentés par un bassin versant peu étendu, comme le bassin versant d'Eel en Californie par exemple, puisque dans ce contexte, de mauvaises conditions météorologiques vont à la fois affecter le système à terre et dans l'océan (Wheatcroft, 2000). A terre, une tempête amène de fortes précipitations sur l'ensemble du bassin versant, générant ainsi une crue torrentielle capable de créer un panache turbide. En mer, la tempête va également affecter l'océan ce qui aura pour conséquence d'augmenter l'intensité des courants océaniques, et donc, la dispersion des particules du panache.

Le dépôt résultant de la décantation d'un panache turbide s'exprime par une couche de sédiments avec une forte teneur en eau, dont le contact basal est net, et contenant des débris végétaux (Wheatcroft et al., 1996). Cependant, le suivi d'une couche déposée par une crue du fleuve Eel a montré que cette couche semble être facilement remaniée par de la bioturbation ou par des courants océaniques (Drake, 1999). En quelques mois, le dépôt de crue s'est progressivement transformé en une couche de sédiment mal classé, enrichie en particules plus grossières. Sur la marge du Labrador, les dépôts de décantation de panaches turbides sont caractérisés par des niveaux diffus de sédiments silto-argileux, également mal classés (Hesse et al., 1997).

2. Les écoulements gravitaires

Un écoulement gravitaire correspond à un processus dans lequel le transport de sédiment se fait principalement sous l'action de la gravité. Il existe déjà un grand nombre de synthèses bibliographiques sur les écoulements gravitaires, proposant de non moins nombreuses classifications (Middleton et Hampton, 1973; Stow, 1994; Mulder et Cochonat, 1996; Shanmugam, 2000; Mulder et Alexander, 2001). Nous ne présenterons ici que les points utiles pour la reconnaissance des séquences sédimentaires observées dans le cadre de cette étude.

	Mode de support des particules dominant	Profils de vitesse représentatifs	Type d'écoulement	Dépôts représentatifs
coulées de débris	cohésif		COULÉE DE DÉBRIS	 Conglomérats à matrice cohésive
courants de densité hyperconcentrés	pression des pores		ÉCOULEMENT DE DENSITÉ HYPERCONCENTRÉ	 Conglomérats
	rigidité de la matrice		ÉCOULEMENT DE DENSITÉ HYPERCONCENTRÉ (ÉCOULEMENT GRANULAIRE)	 Sables massifs
	flottabilité			
	collision grain à grain			
courants de densité concentrés	non-cohésif		ÉCOULEMENT DE DENSITÉ CONCENTRÉ	 Séquence de Lowe
			ÉCOULEMENT DE DENSITÉ CONCENTRÉ (TRANSITOIRE)	
			BOUFFÉE - COURANT DE TURBIDITÉ	
	turbulence		COURANT DE TURBIDITÉ DE TYPE BOUFFÉE	 Séquence de Bouma
			COURANT DE TURBIDITÉ À L'ÉQUILIBRE	

Figure I-1: Représentation schématique des différents types d'écoulements gravitaires et des dépôts associés (Mulder et Alexander, 2001)

En fonction du mode de support des particules, les écoulements gravitaires sont classés en trois grands groupes: les glissements en masse, les écoulements laminaires et les écoulements turbulents.

2.1. Les glissements en masse

Les glissements en masse sont des déformations ou déplacements de volumes homogènes le long d'un plan de cisaillement. Les blocs se déplacent avec peu de déformations internes. Le

dépôt qui en résulte conserve plus ou moins la structure d'origine. En fonction de leur durée dans le temps, des volumes sédimentaires mis en jeu et des déformations induites aux couches sédimentaires, trois principaux types de glissements en masse sont distingués :

- Le fluage est une déformation lente (quelques heures à quelques milliers d'années) et de taille relativement réduite (quelques dizaines à quelques centaines de mètres) de couches sédimentaires.
- Le *slide* correspond au mouvement en masse de sédiments suivant un plan de cisaillement dit translationnel. La déformation des couches est faible (Stow, 1994).
- Le *slump* correspond au mouvement en masse de sédiments suivant un plan de cisaillement rotationnel. Les couches sédimentaires déplacées présentent une forte désorganisation. Les *slides* et les *slumps* ont des déplacements limités dans l'espace. Ils affectent des couches sédimentaires sur plusieurs dizaines de kilomètres.

2.2. Les écoulements laminaires

Dans les écoulements laminaires, la concentration volumique en particules (>9%) et la viscosité sont très fortes, ce qui empêche la turbulence. Le transport des particules est assuré par la matrice qui maintient une cohésion entre les grains et induit des forces de friction et de flottabilité, et par la pression de dispersion générée par le choc des grains entre eux (Middleton et Hampton, 1973). Les dépôts associés se caractérisent généralement par (i) des contacts inférieurs et supérieurs nets, (ii) un possible granoclassement inverse à la base du dépôt, en raison de la présence d'un gradient de vitesse croissant vers le haut (Lowe, 1982), et (iii) une matrice argileuse de quelques dizaines de % à moins de 1% (Shanmugam, 2000).

2.3. Les écoulements turbulents

Les écoulements turbulents sont caractérisés par le maintien en suspension des particules par la composante verticale de la vitesse liée à la turbulence. La concentration des particules au sein de ces écoulements reste inférieure à 9 % du volume total.

2.3.1. La structure d'un écoulement turbiditique – paramètres de base

Un écoulement turbiditique a une structure longitudinale distincte (Allen, 1991). Il se compose d'une tête, d'un corps et d'une queue. La concentration en sédiment la plus forte est observée dans la tête (Felix, 2002). Verticalement, il existe un tri granulométrique, puisque chaque classe de taille nécessite une vitesse minimale spécifique pour être maintenue en suspension. Avec la diminution progressive de la vitesse vers le sommet (Stacey et Bowen, 1988), les particules les plus grossières sont concentrées à la base de l'écoulement. Les fines sont réparties de manière plus homogène le long du profil vertical (Peakall et al., 2000). En fonction du type de particules transportées, les gradients verticaux et horizontaux de vitesse et concentration vont cependant changer. Des modélisations numériques ont ainsi permis de montrer que pour un écoulement contenant des sédiments fins, le profil de vitesse et de concentration est plutôt homogène verticalement, et présente un fort gradient horizontalement. Au contraire, dans un écoulement contenant des sédiments grossiers, le gradient de vitesse est fort verticalement et faible horizontalement. Le gradient de concentration est fort horizontalement (Felix, 2002).

Un écoulement turbiditique n'est pas figé dans le temps et l'espace (principe de non-uniformité). Le modèle de Kneller (1995) permet d'intégrer le temps et l'espace pour comprendre l'évolution des courants et expliquer leur nature érosive ou dépositionnelle, ainsi

que l'organisation granulométrique des séquences de dépôts. La matrice distingue 9 possibilités, en fonction de 6 cas d'évolution dans le temps et l'espace (Figure I-2). Au cours de son déplacement un écoulement turbiditique peut accélérer (l'écoulement est dit accumulatif), décélérer (déplétif) ou garder une vitesse constante (uniforme).

Un écoulement turbiditique observé à partir d'un point fixe peut accélérer (l'écoulement est dit *waxing*), décélérer (*waning*) ou garder une vitesse constante (stationnaire) en fonction du temps.

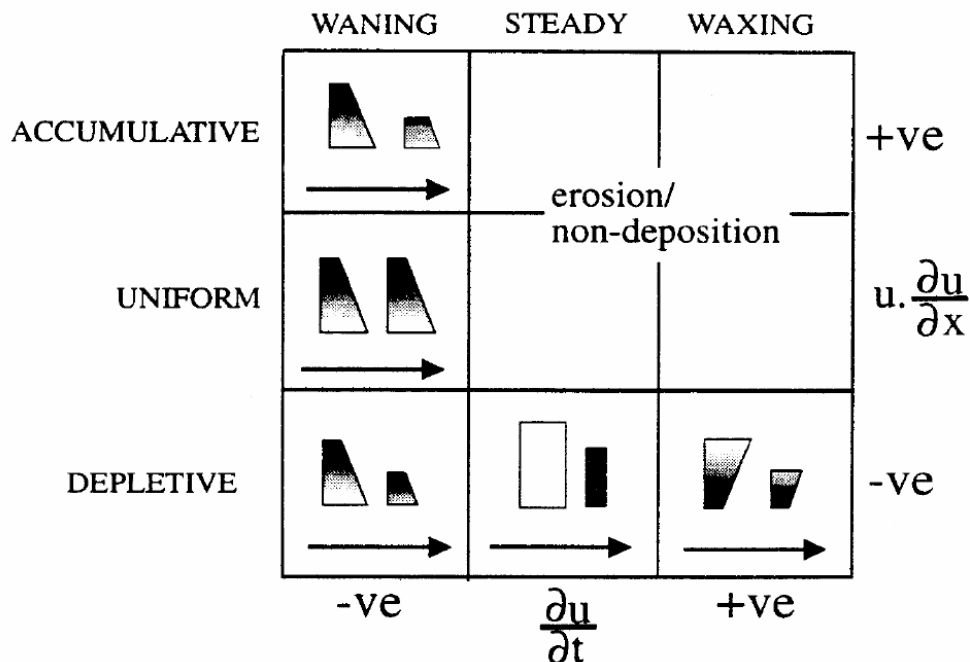


Figure I-2: Le modèle de Kneller: la matrice d'accélération (Kneller, 1995).

Parmi les 9 combinaisons possibles (figure I-2), 5 permettent un dépôt et nécessitent que l'écoulement soit de type *waning* et/ou déplétif. Pour les 4 autres situations, l'écoulement est soit érosif, soit ne produit pas de dépôt. En règle générale, l'accélération d'un écoulement augmente la turbulence et l'incorporation d'eau et de sédiment (Kneller, 1995; Kneller et Buckee, 2000; McCaffrey et Kneller, 2004). Par conséquent, cela peut augmenter son potentiel d'érosion (Kneller et Buckee, 2000).

Pour les écoulements de type *waning*, la tête de l'écoulement est toujours plus rapide que la queue. La vitesse diminuant au sein de l'écoulement, les séquences de dépôt sont granodécroissantes. Les écoulements stationnaires permettent un dépôt uniquement s'ils sont déplétifs. La vitesse entre la tête et la queue de l'écoulement étant identique, les séquences de dépôt présentent une taille de grains constante verticalement. Les écoulements de type *waxing* produisent un dépôt s'ils sont déplétifs. Dans ce cas, l'évolution des vitesses au sein de l'écoulement présente une organisation plus complexe. En effet, la tête de l'écoulement est plus lente que la queue, mais l'écoulement décélère avec la distance. Cette combinaison est la seule permettant la mise en place de séquences grano-croissantes dans des écoulements turbulents.

2.3.2. Classification des écoulements turbulents, en fonction de leur origine

Un écoulement turbulent peut être généré suite à une déstabilisation de pente ou bien être le prolongement en mer de l'écoulement turbide d'un fleuve (courant hyperpycnal) (Normark et Piper, 1991).

• Les écoulements turbulents générés par une déstabilisation de pente :

Selon le type de particules déplacées, la concentration et la durée de l'écoulement, la nature et le volume du dépôt résultant du passage d'un écoulement turbulent peuvent varier.

- Une bouffée turbide est un écoulement à durée de vie très courte (quelques heures à quelques jours) et de faible volume. L'injection de matériel est instantanée, il n'y a pas d'alimentation par l'arrière (Ravenne et Beghin, 1983). La bouffée turbide ne développe qu'un corps réduit (Middleton, 1966).
- Un courant de turbidité est caractérisé par une alimentation prolongée par l'arrière. L'écoulement est par conséquent composé d'une tête, d'un corps allongé, et d'une queue diluée. Il dure quelques heures à quelques semaines.

Les dépôts associés à un écoulement turbulent, ou « turbidite » sont décrits dans la célèbre « séquence de Bouma » (Bouma, 1962) (Figure I-3). La séquence est constituée d'une succession verticale de faciès génétiquement liés présentant un granoclassement normal de la base au sommet qui matérialise la diminution d'énergie du courant en un point donné au cours du temps.

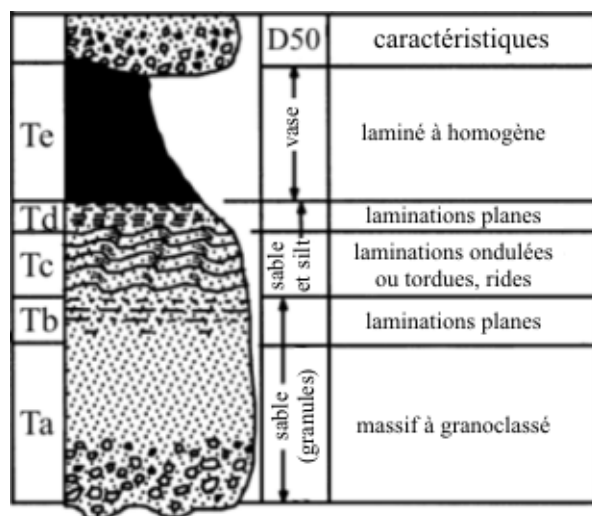


Figure I-3: La séquence de Bouma (1962)

Le terme inférieur de la séquence, Ta, est le plus grossier (sable) et correspond à un dépôt d'écoulement concentré, contrairement aux termes sus-jacents qui correspondent aux dépôts d'écoulements turbulents (Mulder et Alexander, 2001). Des laminations planes sont observées au sein du terme Tb, et le terme Tc, constitué de sables très fins ou de silts, présente lui des stratifications obliques et/ou des convolutes. Le terme Td est formé par l'alternance de lamines silteuses et argileuses. Enfin, le terme Te correspond à des argiles très finement laminées ou sans structure. Il est très difficilement différenciable de la reprise de la sédimentation hémipélagique.

En réalité, cette séquence est rarement observée dans sa totalité. De plus, sa formation se limite à des particules avec une granularité silto-sableuse. Dans le cadre d'un écoulement turbulent concentré transportant des sédiments grossiers, les faciès déposés sont décrits en détail par la séquence de Lowe (Lowe, 1982). Les écoulements concentrés sont constitués d'une partie basale laminaire surmontée d'une partie supérieure turbulente (Mulder et al., 1997a). Au sein de la partie laminaire, le transport des sédiments s'effectue par traction ("traction carpet") (Figure I-3 ; Lowe, 1982) et génère la présence d'un granoclassement inverse.

(Stow et Shanmugam, 1980) ont complété le modèle de Bouma pour les turbidites argilo-silteuses (*fine-grained turbidites*). Les turbidites argilo-silteuses présentent le même type de faciès de dépôt que la séquence de Bouma, mais avec des tailles de grains beaucoup plus fines (Figure I-4). Cependant, en terme d'hydrodynamique, ce type de dépôt est considéré comme généré par des écoulements avec une concentration en particules beaucoup plus faible, une vitesse de déplacement réduite et une extension spatiale assez large (Stow et Bowen, 1980).

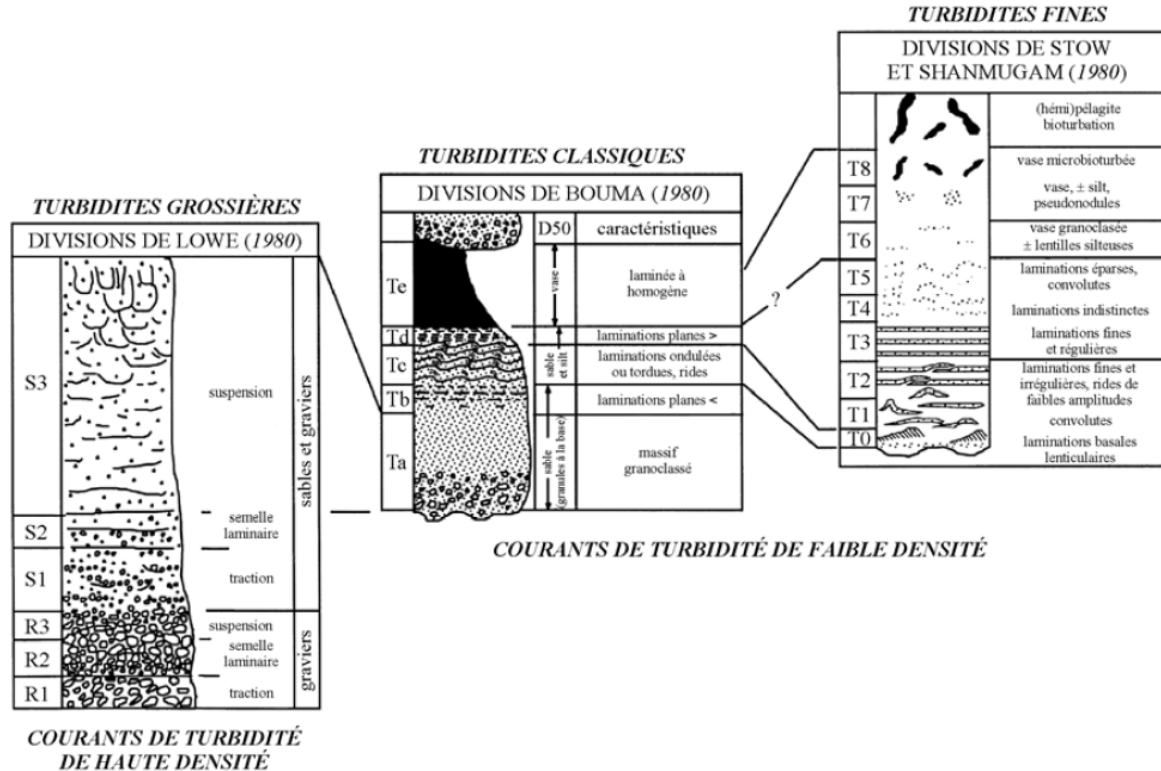


Figure I-4: Corrélations entre la séquence de Bouma (1962) les turbidites grossières composées de graviers et sables (Lowe, 1982) et les turbidites argilo-silteuses (Stow et Shanmugam, 1980), (Shanmugam, 2000)

• Les courants hyperpycnaux :

Le concept d'écoulement hyperpycnal est donné en 1953 par Bates (Bates, 1953), même si l'hypothèse de leur existence avait déjà été formulée avant (Bell, 1942). Un courant hyperpycnal est une masse d'eau chargée de sédiments en suspension, dont la densité est supérieure à l'eau ambiante (Normark et Piper, 1991; Mulder et Syvitski, 1995). Par contraste de densité, ce mélange d'eau et de sédiment plonge et peut générer un écoulement de turbidité (Figure I-5 et I-6). Par extension, ce type de courant de turbidité est appelé courant hyperpycnal.

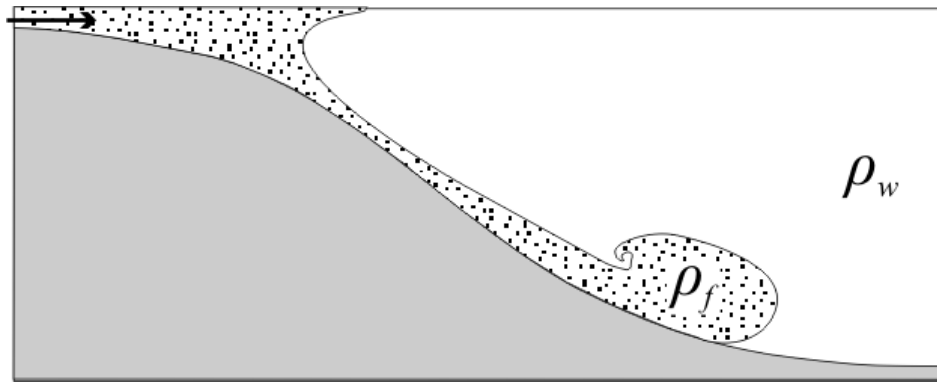


Figure I-5: écoulement hyperpycnal. La densité de l'écoulement (ρ_f) est supérieure à la densité de l'eau ambiante (ρ_w).

Le premier cas de plongement hyperpycnal a été reporté par Forel (1885; 1892) dans le lac Léman. Un écoulement hyperpycnal se forme plus facilement dans un lac d'eau douce qu'en mer, à cause du fort contraste de densité qui existe entre le panache turbide et l'eau douce. Ce phénomène a été par la suite étudié partout dans le monde, par exemple dans des lacs américains (en Colombie-Britannique: Gilbert, 1973; Carmack et al., 1979; Weirich, 1986), dans les lacs alpins (lac Walensee: Lambert et al., 1976), en Nouvelle Zélande (Lac Wakatipu: Pickrill et Irwin, 1982) ou au Japon (lac de rétention d'eau d'Hokkaido: Chikita, 1990).

La communauté scientifique a longtemps douté de l'existence des courants hyperpycnaux en milieu marin, puisque leur formation nécessite *a priori* une concentration très forte en sédiment, de manière à ce que cette eau turbide devienne plus dense que l'eau de mer, salée. Il était admis que cela pouvait arriver lors d'épisodes catastrophiques et inhabituels, quand une grande quantité d'eau douce et de sédiments est relâchée en très peu de temps. Ces crues catastrophiques peuvent par exemple être provoquées par des érosions de barrages naturels (e.g. Fjord du Saguenay: Syvitski et Schafer, 1996) ou des pluies torrentielles en milieu aride (Oued Al-Batha: Bourget et al., in press). Des crues catastrophiques, générées par des ruptures de barrages artificiels (Malpasset: Bellier, 1967) ou naturels (Vatnajökull: Gudmundsson et al., 1997) peuvent également provoquer des courants hyperpycnaux. Mais lors de ces événements cités, le transport des particules se fait par charriage et la continuité en mer de l'écoulement s'apparente alors à un écoulement hyperconcentré (Mulder et al., 2009).



Figure I-6: Photographie aérienne de la formation d'un courant hyperpycnal au large de Skeidararsandur (Islande) en 1996, prise par Magnús Tumi Gumundsson et Finnur Pálsson, (Mulder et al., 2003)

Mulder et Syvitski (1995) ont estimé qu'une concentration en sédiment de l'ordre de 36 à 43 kg.m^{-3} était nécessaire pour qu'une eau douce turbide puisse générer un écoulement hyperpycnal en milieu marin. Ce seuil varie en fonction de la salinité et de la température de l'eau de mer à proximité de l'embouchure. Une revue statistique détaillée de 147 fleuves dans le monde a alors permis de mettre en avant que 71% des rivières étudiées étaient théoriquement capables de produire un courant hyperpycnal (Mulder et Syvitski, 1995).

Des travaux récents ont révélé la possibilité de former un courant hyperpycnal en milieu marin à partir d'un panache turbide très faiblement chargé en particules. Maxworthy (1999) a constaté qu'un panache d'eau douce turbide, avec une concentration particulaire à peine supérieure à 1 kg.m^{-3} , se révélait instable lorsqu'il était injecté à la surface d'un bassin d'eau salée. Ce processus a également été observé en milieu naturel, dans le canyon de Monterey, instrumenté depuis 12 ans. Johnson et al. (2001) y ont observé des courants hyperpycnaux caractérisés par des salinités plus faibles, une température plus élevée que l'eau ambiante et une concentration particulaire élevée. Le processus de reconcentration qui résulte de ces instabilités gravitationnelles est nommé **sédimentation convective**. Elle prend la forme de digitations chargées en sédiments qui chutent depuis la base du panache et qui peuvent atteindre le fond et générer un courant hyperpycnal (Figure I-7). Ce phénomène de reconcentration peut être localement accru à l'interface entre le panache et l'eau ambiante. La turbulence qui y règne pousse les particules entre les vortex turbulents, et augmente ainsi leur concentration et donc, la vitesse de chute du panache (Maxey, 1987).

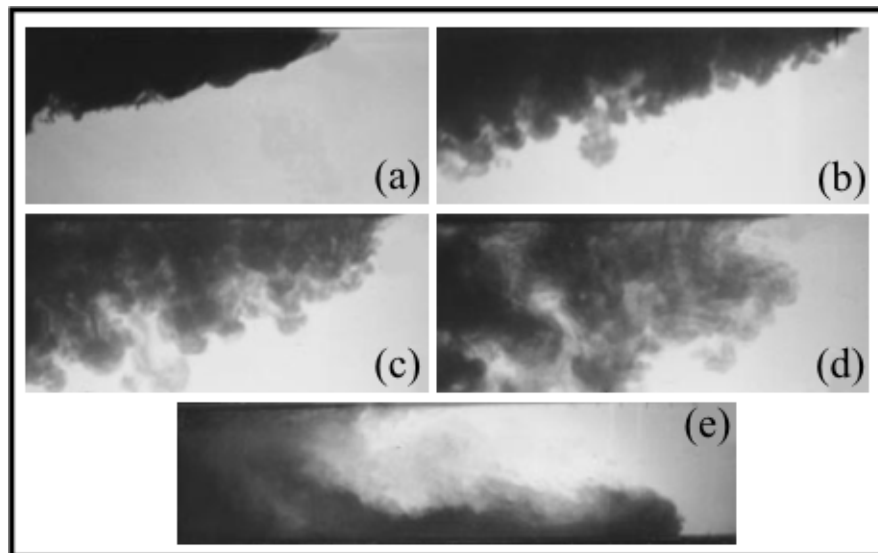


Figure I-7: photographies de l'évolution d'une sédimentation convective. L'écoulement hyperpycnal est généré au temps (e) (Maxworthy, 1999)

A partir d'une concentration de 5 kg.m^{-3} , la sédimentation convective est suffisamment vigoureuse pour permettre la reconcentration et pour maintenir la chute des digitations, même au travers d'eaux stratifiées (Parsons et al., 2001). Ce phénomène serait à l'origine des dépôts terrigènes fins reliés à l'augmentation des débits du fleuve Nil associée aux périodes climatiques pluvieuses du Quaternaire (Ducassou et al., 2008).

En sachant que le seuil de concentration nécessaire pour générer un écoulement hyperpycnal peut être baissé de 42 à 5 kg.m^{-3} , et en reprenant la même analyse statistique que Mulder et Syvitski (1995), il apparaît que 84% des rivières précédemment recensées peuvent produire des écoulements hyperpycnaux en milieu marin, avec une périodicité inférieure au siècle (Mulder et al., 2003). De nombreux travaux démontrent l'existence de courants hyperpycnaux en milieu marin, par exemple au niveau des fjords et anciens deltas marins glaciaires (Zeng et al., 1991; Carlson et al., 1992; Plink-Björklund et Steel, 2004), ou en milieu marin plus ouvert, par exemple au large du fleuve Jaune (Wright et Friedrichs, 2006; Wang et al., 2007), au large des rivières sud-californiennes (Warrick et Milliman, 2003), à Taiwan (Dadson et al., 2004; Milliman et al., 2007; Chiang et Yu, 2008) ou encore en Mer Centrale du Japon (Nakajima, 2006).

Un écoulement hyperpycnal est un courant de turbidité, mais quelques particularités rendent son comportement hydrodynamique différent de celui d'un courant de turbidité généré par un glissement. En règle générale, un écoulement hyperpycnal est moins concentré qu'un écoulement turbulent généré par une déstabilisation de pente, et le gradient vertical de concentration en particules y est moins marqué (Mulder et Alexander, 2001). La vitesse d'un écoulement dépend de la pente, mais aussi de son épaisseur et de sa densité (Brown et al., 1989). En ce sens, un écoulement hyperpycnal, moins dense, sera plus lent qu'une bouffée turbide, comme le confirme des expériences en laboratoire menées par Alexander et Mulder (2002). L'évolution temporelle des vitesses de l'écoulement hyperpycnal est dépendante de l'hydrogramme de crue.

La séquence de dépôt d'un écoulement hyperpycnal, ou "hyperpycnite" (Mulder et al., 2002) traduit l'évolution de l'hydrogramme de crue. Lors de la montée en charge de la crue, la vitesse de l'écoulement augmente avec le temps. La granulométrie des dépôts associés

augmente proportionnellement et l'écoulement déposera une unité basale granocroissante (Ha). Lors de la décrue, la vitesse de l'écoulement diminue avec le temps. La granulométrie des dépôts associés décroît proportionnellement et l'écoulement déposera une unité sommitale granodécroissante (Hb). Le terme Ha est généralement moins développé que le terme Hb, puisque l'augmentation de la vitesse de l'écoulement diminue la vitesse de chute des particules (Kneller et McCaffrey, 1995). La transition entre ces deux unités correspond à la taille de grain maximale et marque approximativement le pic de crue. Selon l'amplitude de la crue, la transition entre les deux unités peut être progressive (courbe 2 dans la figure I-8), nette (courbe 3) ou même érosive (courbe 4). Lors d'une crue de forte amplitude, l'érosion générée au moment du débit maximum peut être suffisamment forte pour effacer le terme Ha de l'archive sédimentaire (Mulder et al., 2003). Dans ce cas, la séquence hyperpynale se confond avec le dépôt résultant d'un courant de turbidité généré par une instabilité (séquence de Bouma). En fonction des variations de débit pendant la crue du fleuve, l'écoulement hyperpynal induit peut présenter des variations de vitesse qui vont générer le développement inégal des différents termes de la séquence, et même de petites surfaces d'érosion intraséquentielles (Düringer et al., 1991). Finalement, au même titre que pour la séquence de Bouma, une séquence hyperpynale typique et complète reste une exception en milieu naturel.

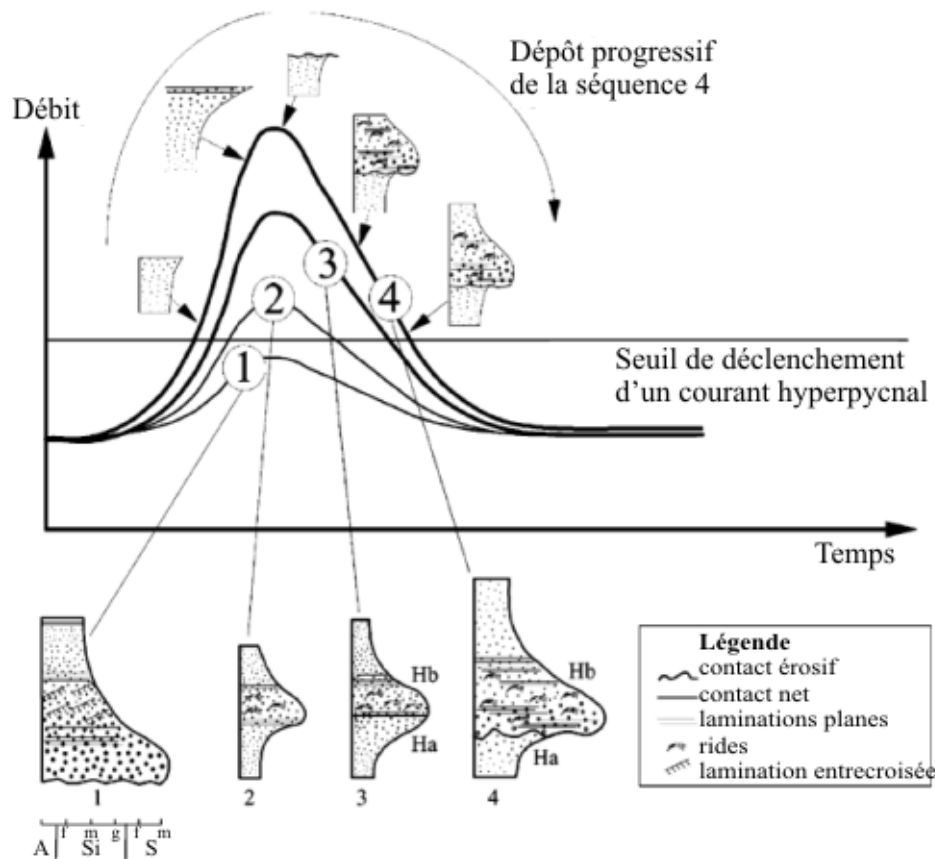


Figure I-8: faciès et séquences déposés en fonction de l'amplitude de la crue du fleuve. (1) Crue de très faible amplitude. Le débit maximal n'atteint pas le seuil critique pour générer un écoulement hyperpynal. Le sédiment se dépose par décantation et pourra être remobilisé par la suite dans une bouffée turbide. (2) Crue de faible amplitude. Le pic de débit dépasse le seuil critique et un écoulement hyperpynal est généré. La transition entre le terme granocroissant (Ha) et granodécroissant (Hb) est progressive. (3) Crue de moyenne amplitude. La séquence est identique à la 2, mais plus épaisse et plus grossière. (4) Crue de forte amplitude. Le débit au pic est si élevé que l'écoulement hyperpynal peut devenir érosif entre Ha et Hb (Mulder et al., 2001a).

Comme une turbidite classique, une hyperpynite peut être formée de tailles granulométriques variées. La plupart des hyperpynites décrites sont composées de sédiments allant du silt au sable moyen (Brunner et al., 1999; Mulder et al., 2001a; Plink-Björklund et Steel, 2004; St-Onge et Lajeunesse, 2007; Bourget et al., in press). Les hyperpynites argilo-silteuses existent également, mais leur reconnaissance est très délicate et elles sont peu recensées (Nakajima, 2006; Soyinka et Slatt, 2008). La séquence de dépôt se compose toujours des termes Ha et Hb, mais sur des épaisseurs réduites allant de quelques millimètres à centimètres (Figure I-9).

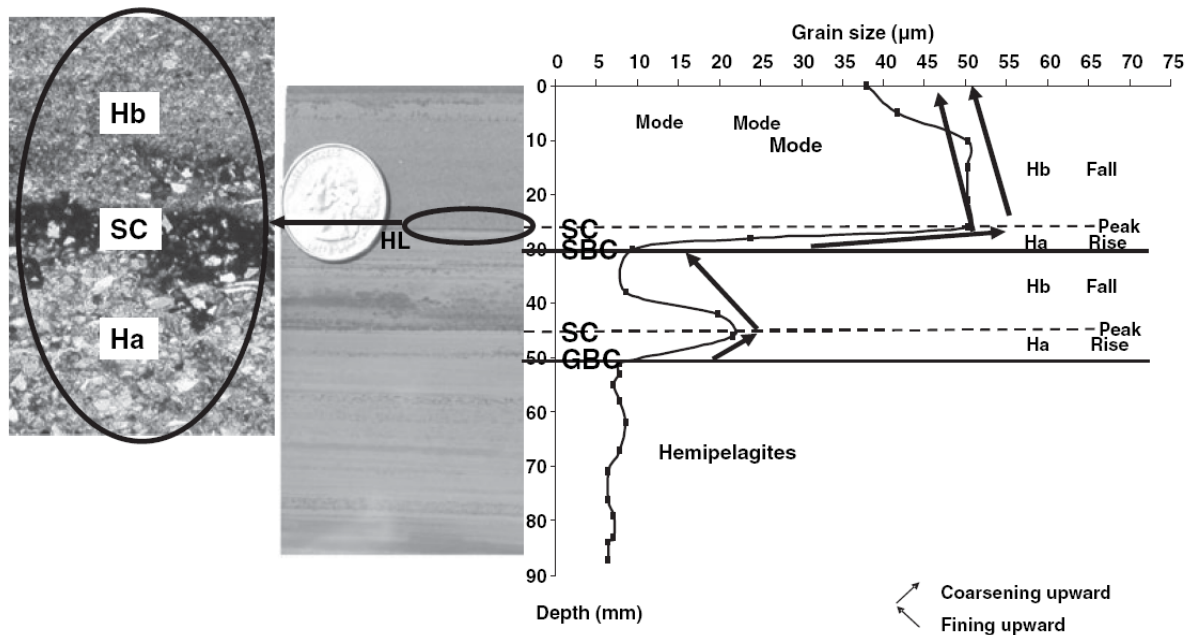


Figure I-9: Exemple d'une hyperpynite argilo-silteuse observée dans le complexe deltaïque ancien (Crétacé Supérieur) du Wyoming USA (Soyinka et Slatt, 2008).

B. La variabilité spatiale des dépôts sédimentaires – influence de la morphologie sur un écoulement gravitaire

Dans un écoulement gravitaire, les caractéristiques hydrodynamiques ne sont pas figées (Middleton et Hampton, 1973). Le volume et la dynamique de l'écoulement se modifient tout au long de son parcours. L'écoulement peut ainsi passer d'un état laminaire à un état turbulent, et *vice versa*, suite à la perte ou au gain de fluide et/ou de charge solide et ce, en fonction des modifications de la topographie. Les dépôts décrits en un site ne reflètent donc que localement l'état de l'écoulement et il est alors nécessaire de les replacer dans le contexte morphologique de l'endroit où ils ont été prélevés pour pouvoir évaluer et mieux comprendre la dynamique des processus sédimentaires.

Ce paragraphe présente les interactions qui existent entre les processus gravitaires et les différents environnements qu'ils peuvent rencontrer. En guise d'introduction, une première partie présentera une description de la morphologie générale d'un système turbiditique, avec les grands éléments architecturaux qui le constituent et les principaux mécanismes de transport, d'érosion ou de dépôt qui y sont couramment décrits.

1. La morphologie d'un système turbiditique.

Les écoulements gravitaires sont à l'origine de systèmes de dépôts profonds : les systèmes turbiditiques. Il en existe une très grande diversité, dont la structure dépend de la taille et de la géométrie du bassin versant, de la nature et du nombre de sources sédimentaires (Reading et Richards, 1994). Le modèle le plus classiquement présenté est constitué de différents éléments architecturaux avec, de l'amont vers l'aval: le canyon, le système chenal-levée et les lobes terminaux (Figure I-10).

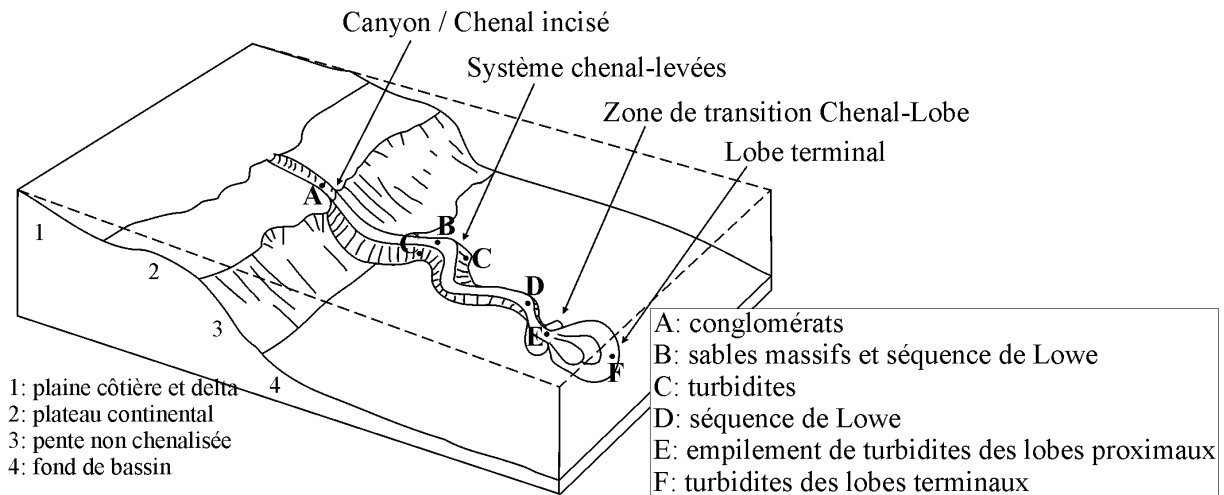


Figure I-10: Schéma d'un système turbiditique, et types de dépôts rencontrés, modifié d'après (Reading et Richards, 1994) et (Galloway, 1998)

- Le **canyon** est une structure géomorphologique en dépression, qui peut inciser la plateforme continentale depuis le plateau interne jusqu'au pied de pente. Il est constitué de trois parties. La tête correspond à la partie la plus proche de la côte et est définie par la brusque augmentation locale de la pente par rapport à la pente régionale. Le corps, en continuité avec la tête, correspond à une dépression étroite et profonde, à flancs escarpés. Enfin, l'embouchure, située en pied de pente continentale, est marquée par un changement de pente dans le profil longitudinal et la diminution rapide de la hauteur des flancs. Elle fait la transition vers un éventuel système chenal-levées et lobes. La morphologie des canyons est typique d'une vallée en érosion : flancs abrupts, profil transversal en V (Shepard, 1981). Les figures et structures sédimentaires présentes sont principalement des structures d'érosion et de transit : sillons d'érosion, rigoles (gullies) et cicatrices d'arrachement. En bordure de l'axe central, il est possible que se développent des terrasses. Ces terrasses peuvent correspondre soit à des glissements qui traduisent à cet endroit une forte érosion régressive (Klaucke et al., 2000) soit à des méandres abandonnés qui traduisent des processus de construction à l'intérieur du canyon liés à des débordements de courants de turbidité (Corse: Pichevin et al., 2003; Zaïre: Babonneau et al., 2004; Capbreton: Gaudin et al., 2006).

- Le **système chenal-levées** se développe généralement au pied de pente, à l'embouchure du canyon. Il s'agit d'une zone mixte où interagissent à la fois des processus de transit, d'érosion (essentiellement sur le fond du chenal), et de dépôt (essentiellement sur les levées). La morphologie des chenaux est contrôlée par les processus d'érosion et de dépôt produits par les écoulements turbiditiques. Elle est également influencée par la nature des apports sédimentaires. Les chenaux transportant du matériel grossier (sables et graviers) sont larges, rectilignes et peu marqués topographiquement car ils ne construisent que peu ou pas de

levées (Clark et al., 1992; Galloway, 1998). Les chenaux transportant du matériel fin sont plus étroits, plus profonds, sinueux ou même méandriformes et leurs levées sont bien développées. D'une façon générale, la sinuosité dépend essentiellement de la valeur de la pente et de la nature des apports (Clark et al., 1992; Galloway, 1998). L'axe du chenal est généralement le lieu d'érosion et de transit. Il présente généralement des dépôts grossiers massifs, qui se sont déposés avec la diminution de l'énergie de transport des écoulements (Figure I-9). Les sédiments de fond de chenal sont fréquemment remaniés lors des passages successifs d'écoulements érosifs.

Les levées sont des accumulations sédimentaires qui se développent latéralement aux chenaux, avec une extension jusqu'à 50 km de part et d'autre de l'axe du chenal (Damuth et al., 1995) et une épaisseur totale pouvant atteindre 1500 m (Damuth et al., 1995). Elles présentent un flanc interne très raide, soumis à l'érosion par les écoulements gravitaires et les déstabilisations, alors que le flanc externe est caractérisé par des pentes très faibles où les processus de dépôt dominant. Les levées sont construites par débordements successifs de la partie sommitale, diluée et turbulente, des écoulements turbiditiques circulant dans les chenaux (Pirmez, 1994; Piper et Deptuck, 1997; Migeon, 2000). Dans l'hémisphère Nord, les levées droites présentent généralement une dissymétrie importante qui reflète l'action de la force de Coriolis sur les écoulements (Komar, 1969). On distingue aussi fréquemment sur les levées des structures particulières comme des dunes géantes, des sillons d'érosion et des chenaux secondaires (Normark et al., 1980; Migeon et al., 2000; Nakajima et Satoh, 2001).

- Les **lobes**, mis en place au débouché du complexe chenal-levée après une zone de transition Chenal-Lobe (Wynn et al., 2002), constituent le terme le plus distal des systèmes turbiditiques. Ils sont principalement sableux du fait de l'appauvrissement relatif de la fraction fine des écoulements gravitaires par les processus de débordement décrits dans le système chenal-levée. Ces formations complexes (Shanmugam, 1991) sont généralement constituées de l'accumulation de plusieurs unités et sous-unités lobées (Gervais et al., 2006; Deptuck et al., 2008) dans lesquelles une chenalisation peut être observée (Bonnell, 2005).

2. Interactions entre la morphologie et un écoulement gravitaire.

2.1. Introduction

La topographie joue un grand rôle en terme de variabilité spatiale sur la dynamique d'un écoulement gravitaire, et donc sur les dépôts (Kneller et McCaffrey, 1999). Précédemment, nous avons introduit le concept de non-uniformité, correspondant à une vitesse variable dans l'espace (Kneller, 1995). Un écoulement accélère ou ralentit en réponse à un changement de pente, ou à une évolution du degré de confinement.

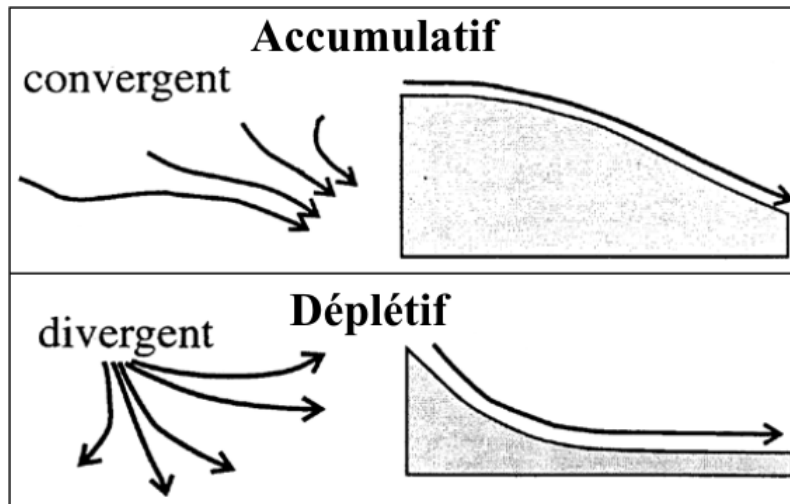


Figure I-11: Situations provoquant une évolution spatiale de l'écoulement (Kneller, 1995).

Les écoulements sont accumulatifs lors d'une augmentation de pente ou d'un rétrécissement liés à des obstacles topographiques. Les écoulements accumulatifs sont généralement convergents. Les écoulements sont déplétifs lors de diminutions de gradients de pente ou lors d'un élargissement de section, par exemple au débouché d'un chenal. Les écoulements déplétifs sont généralement divergents (Kneller et Branney, 1995).

Le comportement d'un écoulement au contact d'un obstacle est modifié localement, et génère des hétérogénéités dans les dépôts. Ce comportement dépend de la taille et de la forme de l'obstacle et des paramètres intrinsèques de l'écoulement, c'est-à-dire son épaisseur, sa vitesse, son accélération, sa durée, ainsi que de la taille, la concentration et le tri des particules qu'il transporte. Pour comprendre son comportement et appréhender sa capacité à franchir l'obstacle, il faut comparer son énergie cinétique à son degré de confinement.

- **L'énergie cinétique interne** de l'écoulement est définie par le nombre interne de Froude, noté Fri (Kneller et McCaffrey, 1999).

$$Fri = Nh/U$$

avec N : la stabilité, h : la hauteur de l'écoulement et U : la vitesse moyenne de l'écoulement.

La stabilité N est définie par

$$N = \left(\frac{g}{\rho} \frac{\delta \rho}{\delta z} \right)^{1/2}$$

avec g : l'accélération de la gravité et ρ : la densité de l'écoulement à la hauteur z .

- **Le degré de confinement** correspond au rapport entre la hauteur de l'écoulement et celle de l'obstacle.

2.2. Comportement d'un écoulement en amont d'un obstacle

Le critère de nombre interne de Froude (Fri) sert à définir une surface qui scinde l'écoulement en deux parties (Hunt et Snyder, 1980). Les particules situées en dessous de cette limite seront bloquées et déviées par l'obstacle. Celles au-dessus pourront déborder au-delà de l'obstacle. Plus la valeur de Fri est forte, plus cette ligne est située vers la base de l'écoulement, et donc la proportion de l'écoulement qui peut potentiellement déborder est plus grande (Snyder et al., 1985). En outre, plus l'obstacle est haut par rapport à l'écoulement, plus le confinement est important et moins l'écoulement pourra franchir l'obstacle. Lorsqu'un écoulement rencontre un

obstacle, il va "s'écraser" sur l'obstacle et se dilater pour atteindre 4 ou 5 fois sa hauteur initiale (Lane-Serff et al., 1995). La figure I-12 montre la réaction d'un écoulement face à quatre obstacles de hauteurs différentes.

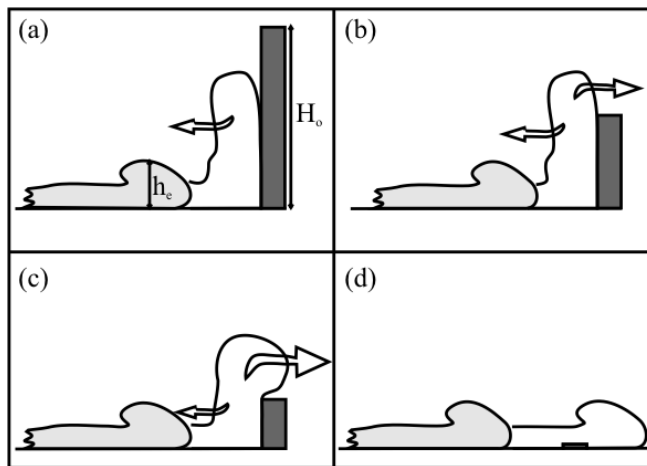


Figure I-12: Effet de la topographie sur la dynamique des écoulements en fonction de la hauteur d'un obstacle (Alexander et Morris, 1994). H_o représente la hauteur de l'obstacle et h_e la hauteur de l'écoulement. Si H_o est beaucoup plus grand que h_e (a), l'écoulement est complètement bloqué. Si H_o est négligeable par rapport à h_e (d), le comportement de l'écoulement changera peu, sauf localement où l'on pourra observer de petites variations dans la fabrique sédimentaire. Entre ces deux extrêmes, l'écoulement pourra en partie déborder au-delà de l'obstacle (b) et (c).

Un obstacle suffisamment élevé bloquera une partie ou la totalité d'un écoulement et provoquera un dépôt massif de particules (Alexander et Morris, 1994; Kneller, 1995; Kneller et McCaffrey, 1995). A cause de la structure verticale de l'écoulement et du tri granulométrique généré, les sédiments déposés en amont de l'obstacle peuvent être plus grossiers (Pochat et Van Den Driessche, 2007). Le blocage va également générer un courant secondaire réfléchi ("bore" en anglais) (Edwards, 1993). Ce courant secondaire peut se déplacer perpendiculairement à l'obstacle (Kneller et al., 1991). Lorsque la vitesse initiale de l'écoulement est très forte, le courant secondaire généré peut parfois remonter dans la direction opposée à l'écoulement. Les dépôts sédimentaires associés à cette réflexion montrent de multiples directions de paléocourant au sein d'une même séquence (voir par exemple Kneller et al., 1991 et références incluses; Pickering et al., 1992), ou de petites dunes grimpantes (voir par exemple Fujioka et al., 1989; Marjanac, 1990; Kneller et al., 1991). Le courant réfléchi peut même déposer sa propre séquence sédimentaire. On observera alors des répétitions de séquences (par exemple dans Pickering et Hiscott, 1985; Marjanac, 1990; Kneller et McCaffrey, 1999).

2.3. Comportement de l'écoulement en aval d'un obstacle

Le comportement de l'écoulement en aval de l'obstacle dépend lui aussi de son nombre interne de Froude (Kneller et Buckee, 2000). Si le nombre interne de Froude est très grand, c'est-à-dire au moins supérieur à 160 d'après Pao et al. (1982) (figure I-13 cas (a)), on observera simplement quelques divergences dans la direction des lignes de courant. Si le nombre de Froude est plus faible (cas (b)), cela peut générer un vortex à la base de l'écoulement. Si le nombre de Froude est proche de 1 (cas (c)), l'écoulement passe d'un état supercritique à critique et se met à osciller, ce qui conduit à la formation de dunes, comme cela a pu être observé dans le système turbiditique du Var (Migeon et al., 2000) ou de Hueneme (Piper et al., 1999). Pour des valeurs très faibles du nombre de Froude (cas (d)), l'écoulement va subir un ressaut hydraulique. Il va passer d'un état supercritique à subcritique, associé à une forte augmentation de la hauteur de l'écoulement et à une chute de la vitesse, entraînant le dépôt de sédiment (Waltham, 2004).

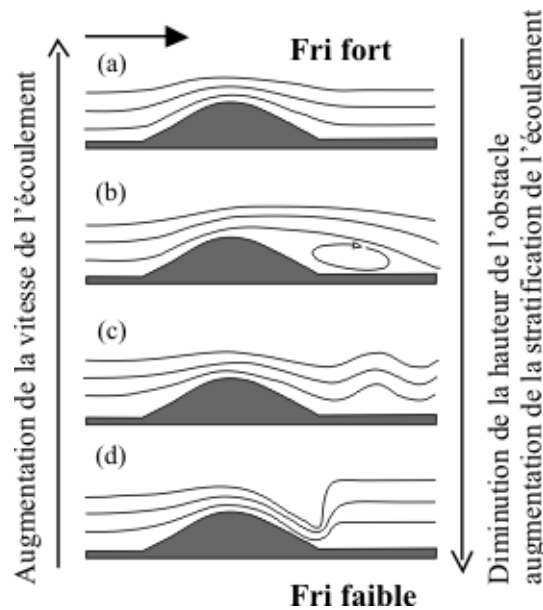


Figure I-13: L'effet du nombre interne de Froude sur le comportement en aval de l'écoulement, d'après Kneller et Buckee (2000).

C. La préservation des dépôts dans le temps

En sédimentologie marine, le travail est principalement basé sur une description des couches sédimentaires, qui représentent l'enregistrement des processus sédimentaires. Dans des circonstances idéales, chaque transport/apport de sédiments laisse un enregistrement dans la colonne sédimentaire, que l'on peut ensuite interpréter en terme de processus. En milieu naturel en plus de la variabilité des dépôts générés par un même écoulement gravitaire, viennent s'ajouter des modifications post-dépôt, qui peuvent détruire les figures sédimentaires et empêcher leur interprétation (Wheatcroft, 1990).

Le degré d'altération et par extension de préservation des événements enregistrés dans les sédiments dépend de :

- **l'érosion par des événements extrêmes** (courants de turbidité, instabilité gravitaire, remises en suspension). Le phénomène de resuspension, par les courants de fond ou la houle, remanie les sédiments de surface sur quelques centimètres à quelques décimètres (McKee et al., 2004), et jusqu'à 1 à 2 mètres dans des environnements très énergétiques comme par exemple au large de l'Amazone (Kuehl et al., 1995).
- **la bioturbation**. L'épaisseur de la couche remaniée par bioturbation est empiriquement et théoriquement estimée à 10 ± 5 cm (Boudreau, 1994; Boudreau, 1998), mais dépend du taux de carbone particulaire des sédiments (Smith et Rabouille, 2002). La pénétration de la bioturbation est cependant probablement mésestimée puisque l'on sait que jusqu'à 5% des espèces présentes dans la colonne sédimentaire vivent au-delà de 20 cm de profondeur (Hines et Comtois, 1985).
- **l'épaisseur du dépôt résultant d'un événement gravitaire**. Plus la séquence est épaisse, moins sa base est soumise à la zone de mélange (Wheatcroft, 1990).
- **la vitesse de sédimentation**, qui permet l'enfouissement rapide au-delà de la zone de mélange (Wheatcroft et Drake, 2003).

Par exemple, sur la marge continentale au large du fleuve Eel, présentée comme une marge particulièrement soumise à la bioturbation qui remanie les 10 premiers centimètres de sédiments, Nittrouer (1999) et Wheatcroft et Drake (2003) ont montré qu'une séquence de moins de 8 cm (déposée à une profondeur inférieure à 100 m et composée à 95% d'argile et de

silt fins) sera préservée moins de 15 ans dans l'archive sédimentaire, et qu'une séquence de moins 6 cm sera préservée moins de 3 ans. Ils ont également mis en évidence la préservation de couches sédimentaires, grâce au dépôt épisodique d'une crue qui les a enfouies au-delà de la couche de mélange.

Chapitre II: Contexte géologique et environnemental du Var

Ce chapitre vise à introduire le cadre géologique et environnemental du système turbiditique du Var, qui se trouve en Méditerranée Occidentale, en Mer Ligure. Il détaille ainsi le cadre géologique de la marge et du bassin profond, la morphologie et l'histoire du système turbiditique, les transferts sédimentaires qui y sont rencontrés mais aussi les caractéristiques environnementales de la zone, avec les courants marins et les caractéristiques du fleuve Var, son bassin versant, son hydrologie, le matériel qu'il exporte et les aménagements qu'il a subi.

A. Contexte géologique

L'histoire géologique de la marge commence à l'Oligocène Supérieur – Miocène par l'épisode de rifting qui conduit à la création du bassin Liguro-Provençal (Rehault et al., 1984). Le second événement marquant de l'histoire de la marge est la crise de salinité messinienne caractérisée par une baisse importante du niveau marin, le dépôt d'une épaisse série évaporitique, une large surface d'érosion et une forte incision des réseaux fluviaux à terre (Clauzon, 1978; Ryan et Cita, 1978; Savoye et Piper, 1991). Puis, pendant la rapide transgression pliocène, des éventails côtiers de type Gilbert Delta (Gilbert, 1885) apparaissent sur les marges continentales. Le système du Var commence à se développer sous la forme d'une ria dans la zone côtière, puis d'un Gilbert Delta (Savoye et al., 1993). Après le remplissage de la ria, les sédiments grossiers transitent dans le bassin et permettent la formation du système turbiditique (Savoye et al., 1993). Le système continue à évoluer au cours du Pliocène et du Quaternaire, grâce à un soulèvement de l'arrière pays et un apport massif de sédiments grossiers en provenance des Alpes.

B. Le système turbiditique du Var

1. Evolution depuis le Pléistocène Supérieur

La morphologie du système turbiditique du Var évolue depuis le Pliocène Supérieur (Savoye et al., 1993). Le système chenal-levée a progressivement migré vers l'Est jusqu'à sa position actuelle (Figure II-1). Les deux premiers systèmes identifiés se localisent dans la partie Ouest de la Ride Sédimentaire actuelle. Ils sont pratiquement superposés et se composent d'un chenal principal orienté N-S et d'un chenal secondaire orienté NW-SE (paléo-chenaux C2-3 sur la Figure II-1). Ces chenaux étaient bordés de levées hautes de 150 m maximum (Savoye et al., 1993). Les systèmes suivants sont composés d'un chenal unique qui migre progressivement vers le Nord-Est. L'orientation passe ainsi d'une composante NO-SE (C4 dans la Figure II-1) à O-E (C5-6). Dans son dernier stade avant l'actuel, le système chenal-levée noté C5-6 sert de base pour l'édification de la future levée hypertrophiée qu'est la Ride Sédimentaire du Var (Savoye et al., 1993).

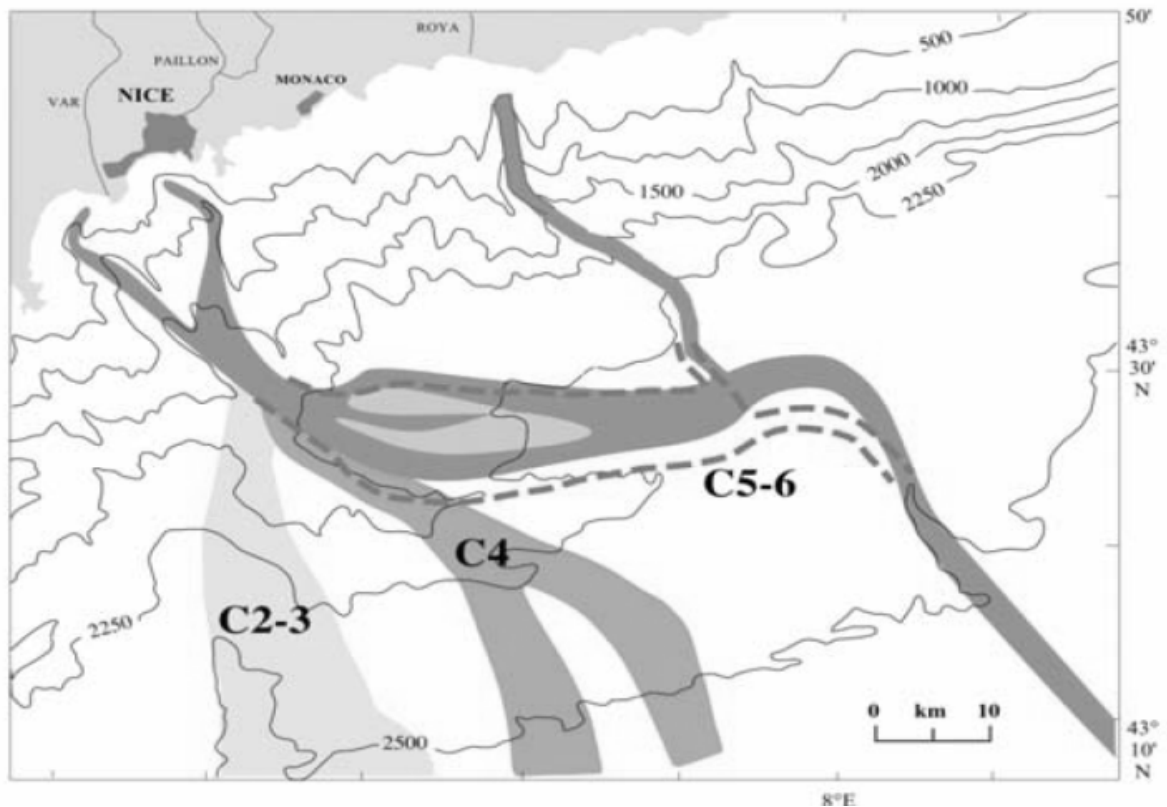


Figure II-1: Carte des principaux paléo-chenaux du système turbiditique du Var, d'après Savoye et al, (1993); Migeon (2000).

2. Morphologie et fonctionnement récent

Le système turbiditique actuel a une superficie totale estimée à 16 320 km² par Migeon (2000).

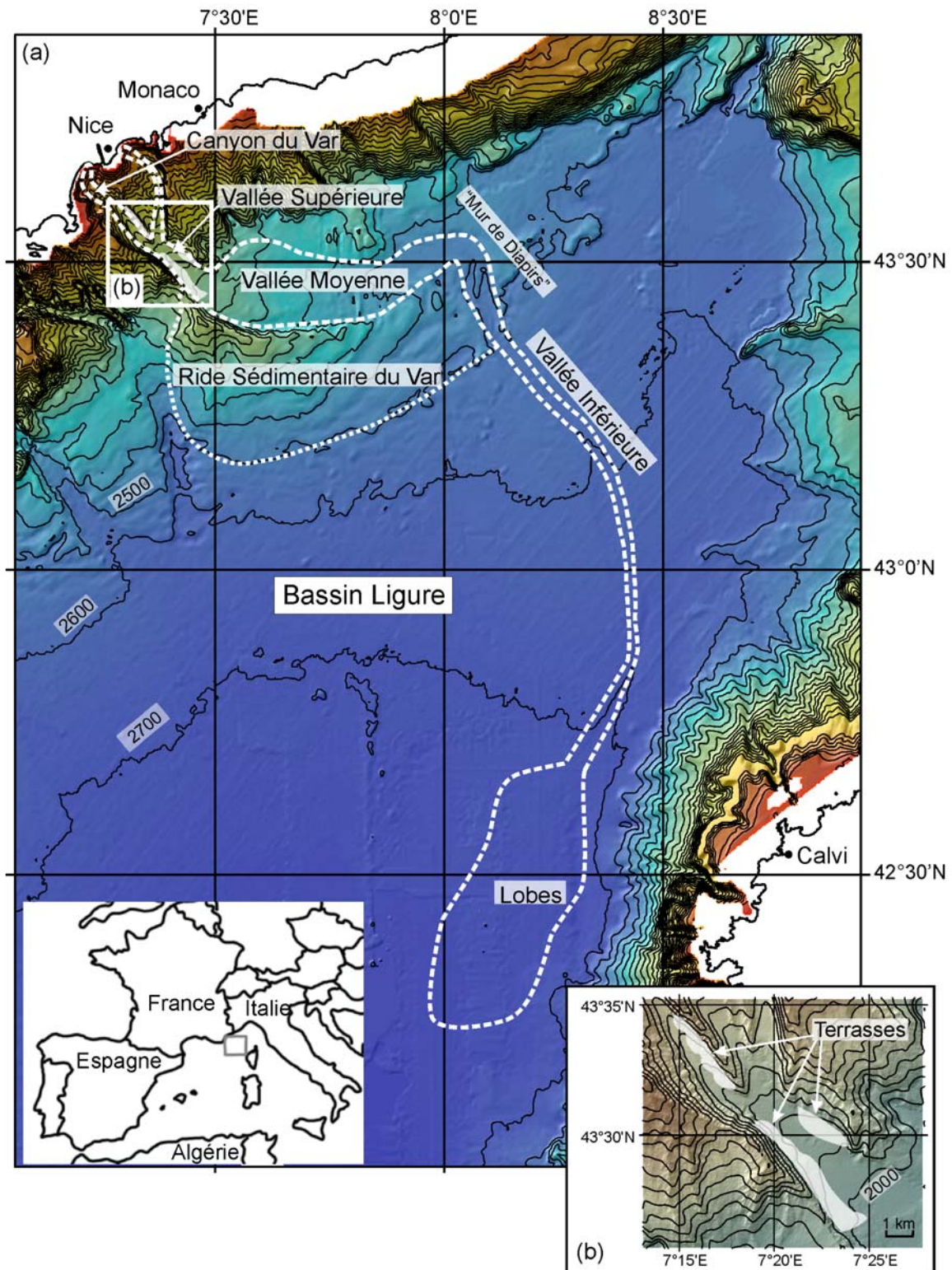


Figure II-2: Le système turbiditique du Var. (a): Carte de localisation, (b): détail d'une partie du canyon et de la Vallée Supérieure.

D'amont en aval (Figure II-2 et II-3):

- **Le plateau continental** est quasi-inexistant ou très étroit au large de Nice (2-3 km). La pente continentale est très abrupte, avec des valeurs comprises entre 6° et 15° (Pautot, 1981; Cochonat et al., 1993). Elle est entaillée par des canyons et de nombreux thalwegs. Les

canyons les plus importants sont le canyon du Var et du Paillon. Ils confluent à environ 1650 m de profondeur d'eau. La couche superficielle de sédiment se compose d'argile hémipélagique sur les éperons (Cochonat et al., 1993; Klaucke et al., 2000).

- **Le Canyon du Var** est directement connecté à l'embouchure du fleuve Var. Il présente une forme en U, avec une profondeur comprise entre 150 et 500 m et une largeur variable comprise entre 300 et 1250 m (Klaucke et al., 2000). La pente du fond du canyon diminue très rapidement de l'amont vers l'aval de 6 à 2° mais présente localement des pentes de l'ordre de 8,5° (Mulder et al., 1997b). Les flancs du canyon sont très érodés et affectés par des glissements. Le fond du canyon est plat et présente des accumulations de graviers et de galets formant un réseau en tresses jusqu'à l'isobathe 600 m (Mulder et al., 1997b). Progressivement, cette organisation en tresse s'atténue vers l'aval jusqu'à former des rides de galets (Piper et Savoye, 1993). Les galets sont partiellement recouverts de vase. Des terrasses sont observées dans le canyon (Klaucke et al., 2000). Jusqu'à l'isobathe des 1000 m, ces terrasses sont très irrégulières, puis elles deviennent bien marquées. Leur hauteur peut atteindre 50 m par rapport au fond du chenal. Leur surface, bien dessinée, est plane.

- **La Vallée Supérieure** commence à la confluence entre les canyons du Var et du Paillon, à 1650 m de profondeur d'eau. Elle suit une direction SE sur une longueur de 12 km, jusqu'à l'isobathe 2000 m. La pente diminue entre 1,9° et 1,7° d'amont en aval. La largeur du chenal est comprise entre 2,5 et 4,7 km. Le fond de la vallée montre de nombreuses rides de galets alternant avec des dépôts sableux ou silteux (Piper et Savoye, 1993). Les flancs de la vallée sont très érodés sur les soixante premiers mètres au-dessus du fond, puis les marques d'érosion disparaissent brutalement (Piper et Savoye, 1993), ce qui traduit le passage d'écoulements de forte énergie et peu épais. On observe également des terrasses dans la Vallée Supérieure (Rohais, 2002). Sur le flanc gauche de la vallée, une terrasse peu élevée (maximum 10 m) débute à 1800 m de profondeur et se termine en aval à 1900 m de profondeur (Figure II-2b). Sur le flanc droit, une terrasse se développe de 1700 à 2000 m de profondeur (Figure II-2b). Elle présente un découpage en quatre sous-terrasses. La hauteur de cette terrasse est comprise entre 70 mètres en amont et 20 m en aval (Rohais, 2002).

- **La Vallée Moyenne** débute en pied de pente continentale et s'étend vers l'Est sur 50 km, jusqu'à un obstacle topographique constitué d'une ligne continue de diapirs de sel, appelé "Mur de Diapirs" (Savoye et al., 1993) (Figure II-2). La Vallée Moyenne s'ouvre largement (entre 6 et 20 km de large) et présente une pente moyenne inférieure à 0,3°. Le passage Vallée Supérieure à Moyenne est marqué par un brutal changement d'orientation, une rupture de pente et une forte ouverture du chenal. La morphologie de la vallée est complexe. Elle est constituée de trois chenaux secondaires séparés par une ride médiane (Piper et Savoye, 1993) (Figure II-3). Des rides de galets sont observées sur le fond du chenal, jusqu'à 2500 m de profondeur. En aval, d'importants dépôts sableux et silteux participent au remplissage de la vallée et peuvent recouvrir les rides de galets (Piper et Savoye, 1993). Les rides de galets restent cependant observables dans des dépressions creusées par des courants érosifs (Rohais, 2002).

La Vallée Moyenne est bordée au Nord par de petites levées discontinues ainsi que par une zone relativement plate située au pied de la pente continentale, au large de Menton et Monaco (Piper et Savoye, 1993). Au Sud, la vallée est bordée par une accumulation sédimentaire appelée **Ride Sédimentaire du Var**, qui constitue la levée droite hypertrophiée du système turbiditique. Le flanc interne de la ride est abrupt et le flanc externe, plus doux, s'étale en pente faible sur une trentaine de kilomètres (Migeon, 2000). La hauteur de la ride par rapport au fond du chenal décroît de l'Ouest (amont) en Est (aval), et passe d'une hauteur d'environ

350 m en amont à moins de 30 m en aval. Cela joue un rôle sur la granularité des dépôts, plutôt argilo-silteux en amont et silto-sableux en aval (Migeon, 2000).

- **La Vallée Inférieure** s'étend vers le Sud-Est sur une distance de 100 km, depuis le mur de diapirs jusqu'à la profondeur de 2600 m. Sa pente, toujours très faible diminue jusqu'à 0.06° . La vallée est bordée de petites levées discontinues de 10 à 40 m de haut (Piper et Savoye, 1993). Le fond de la vallée est constitué de dépôts sableux et très épais (Piper et Savoye, 1993).

- **Le Lobe Distal** s'étend au débouché de la Vallée Inférieure, au pied de la marge corse. Il est long de 80 km et large de 40 km. Il est constitué par l'empilement successif de plusieurs lobes et présente en surface d'épais dépôts sableux (Savoye et al., 1998; Bonnel, 2005).

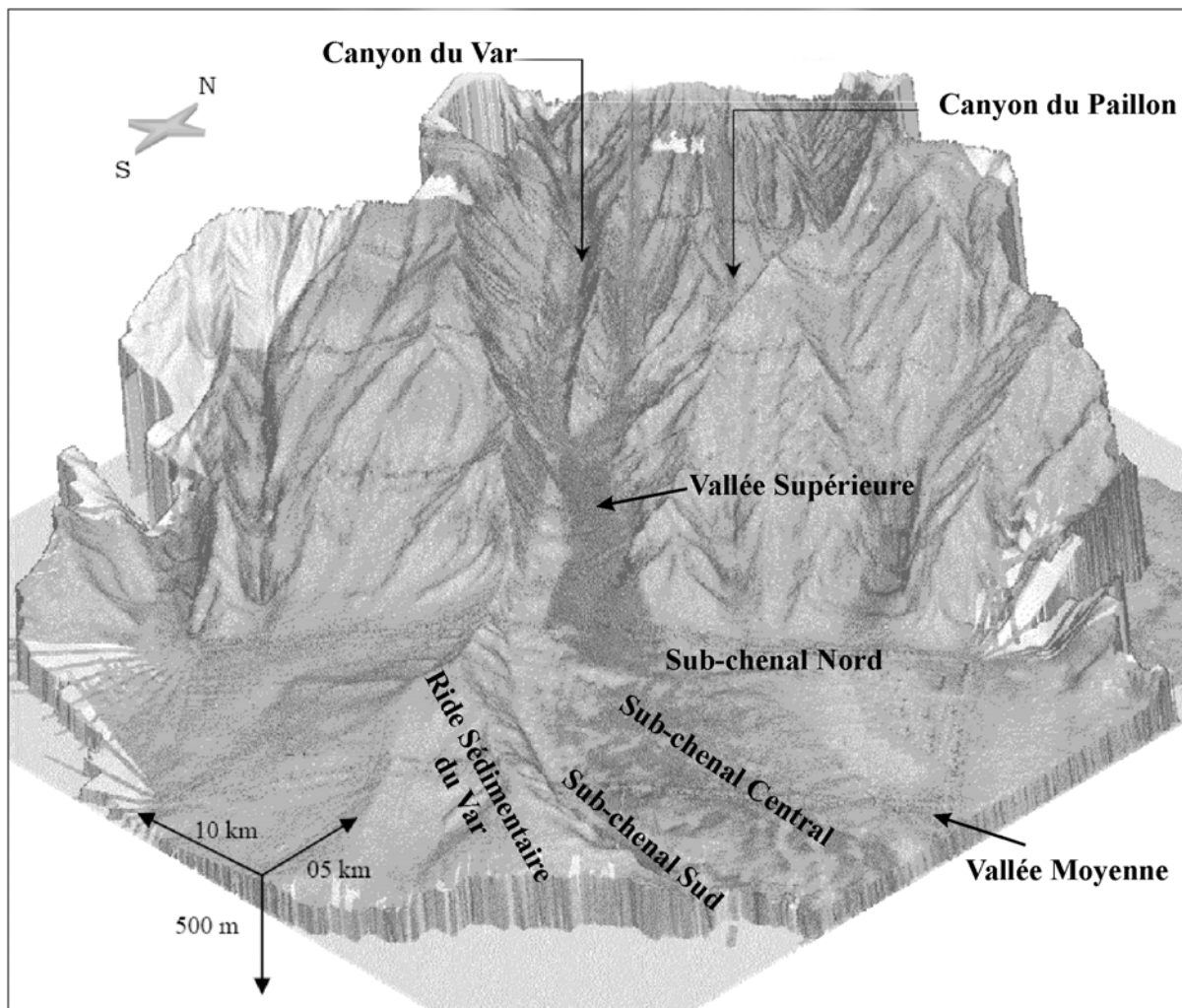


Figure II-3: bathymétrie 3D du pied de la pente continentale niçoise drapée de l'image EM12 (Unterseh, 1999).

L'alimentation du système turbiditique du Var a fortement varié au cours du temps. On notera en particulier la forte baisse du régime des fleuves à la transition entre le dernier maximum glaciaire et l'Holocène, qui provoque un amoindrissement de la construction du delta du Var. Mais du fait de l'absence de plateau continental au débouché de ce fleuve, une activité gravitaire importante s'est maintenue dans le système turbiditique du Var au cours de

l'Holocène. L'étude des dépôts de la partie haute (ouest) de la ride du Var et de la base de la pente continentale a permis de décrire les courants ayant transité dans le système au cours de l'Holocène comme étant peu épais, plutôt sableux et possédant des vitesses relativement élevées (Piper et Savoye, 1993), contrairement à ceux actifs au Pléistocène supérieur, et décrits comme très épais, lents et essentiellement argileux (Piper et Savoye, 1993).

On recense plusieurs types de processus gravitaires actifs actuellement. Piper et Savoye (1993), Savoye et al. (1993), Mulder et al. (1998) ont classé en trois grandes catégories les différents types de processus hydrodynamiques actuels et leurs différentes origines, permettant le transport des sédiments depuis le plateau continental jusqu'à la plaine abyssale :

(a)- Des courants de turbidité embrasés (*ignitive turbidity currents* ; Parker, 1982). Ces courants résultent de la transformation de grands glissements en masse affectant la pente continentale. On citera par exemple le cas de l'important glissement survenu au cours des travaux touchant à l'extension de l'aéroport de Nice, le 16 Octobre 1979. Les renseignements tirés de la rupture de deux câbles de télécommunication et des résultats de modélisations ont permis d'estimer la vitesse et l'épaisseur de cet écoulement à $10\text{-}30\text{ m.s}^{-1}$ et $20\text{-}30\text{ m}$ respectivement dans le canyon du Var, $5\text{-}10\text{ m.s}^{-1}$ et $100\text{-}250\text{ m}$ dans la Vallée Moyenne et $2\text{-}3\text{ m.s}^{-1}$ et $< 70\text{ m}$ dans la Vallée Inférieure (Gennesseaux et al., 1971; Gennesseaux et al., 1980; Mulder et al., 1992; Piper et Savoye, 1993; Mulder et al., 1997a). Le dépôt résultant couvre une superficie estimée à $1\,500\text{ km}^2$.

(b)- Des courants de turbidité de taille réduite et de faible densité générés par des ruptures superficielles affectant les sédiments de haut de pente. Ces ruptures sont liées à la surcharge sédimentaire (Mulder et al., 1996b) et sont généralement enregistrées après les fortes crues du Var. La fréquence de retour de ces courants est de l'ordre de l'année (Mulder et al., 1998).

(c)- Des courants hyperpycnaux générés au cours de fortes crues du Var. Ces courants peuvent persister pendant une période de temps plus longue (quelques jours) que les deux premiers types de courants (quelques heures). La fréquence de retour de ce type d'écoulement est estimée entre 2 et 200 ans (Mulder et al., 1998), un courant d'une durée de 24 heures pouvant avoir une fréquence de retour comprise entre 5 et 21 ans (Mulder et al., 2001a; Mulder et al., 2001b).

Les courants (b) et (c) ont une période de retour très courte et sont donc les principaux vecteurs des apports sédimentaires dans le système turbiditique (Mulder et al., 2001b). Cependant, seuls les courants (a) et (c) semblent être à l'origine de dépôts d'épaisseur suffisante pour être préservés à l'échelle des temps géologiques (Migeon et al., 2000).

C. Contexte hydrodynamique

Les courants peuvent avoir un impact important sur la sédimentation. Sur la plate-forme et à l'embouchure du fleuve ils peuvent être assez intenses pour orienter préférentiellement les sédiments vers une zone du bassin profond. Les grands courants océaniques peuvent également être responsables du vannage de la fraction fine et du tri des sédiments, et ainsi influencer sur les édifices et faciès sédimentaires (appelés "contourites", cf Faugères et Stow, 1993).

Dans le bassin Liguro-Provençal, le courant majeur est le Courant Nord (*Northern Current*), précédemment appelé Courant Liguro-Provençal (Milot, 1991). C'est un courant cyclonique large d'une cinquantaine de kilomètres qui coule le long des côtes de l'Est vers l'Ouest (Milot,

1987a). Son activité et sa structure changent cependant selon la saison. En été, le courant est étendu et peu profond. En hiver, de décembre à mai, sa profondeur d'action devient plus grande, il devient plus étroit et se rapproche de la côte. Sa profondeur d'action atteint 2000 m et peut causer des remises en suspension (Guidi-Guilvard, 2002). Ce courant peut générer des méandres larges de quelques dizaines à quelques centaines de kilomètres (Taupier-Letage et Millot, 1985). Ces méandres se déplacent à une vitesse de 10 à 20 km par jour (Millot, 1999). Ils peuvent générer des courants résiduels dirigés perpendiculairement à la côte, particulièrement actifs en automne (Sammari et al., 1995).

Dans la Baie des Anges, et surtout près du rivage, les courants de surface sont essentiellement tributaires de la direction des vents et de la houle (Sage, 1976). Par vent d'Est, les eaux sont plaquées contre le rivage, et suivent la ligne générale de la côte en dérivant vers l'Ouest. Par vent de secteur Nord, les eaux ont la même direction mais sont moins plaquées le long du rivage. Par vent d'Ouest faible, les eaux tourbillonnent, et par vent d'Ouest fort, un courant qui suit la ligne des côtes vers l'Est se met en place (Sage, 1976).

D. Le fleuve Var

Les caractéristiques du bassin versant (morphologie, taille, relief, lithologie, état d'érosion, couvert végétal, climat) contrôlent la nature et la quantité des apports solides vers l'océan (Wetzel, 1993). Pour l'époque récente, les aménagements du lit du fleuve et de ses bassins versants modifient le volume de sédiment transporté jusqu'à l'embouchure.

1. Le bassin versant

Le fleuve Var prend sa source dans les Alpes, à 2352 m d'altitude. Il parcourt 120 km avant de se jeter en mer. Les principaux affluents du Var sont la Tinée, L'Estéron et la Vesubie (Figure II-4). Le bassin versant draine une superficie d'environ 2 820 km² (Mulder et al., 1997b) (Figure II-4) marqué par de forts reliefs. Les pentes très abruptes confèrent au Var et à ses affluents un régime torrentiel. Elles témoignent d'un relief jeune, fortement soumis à l'érosion et à la cryoclastie (Laurent, 1971).

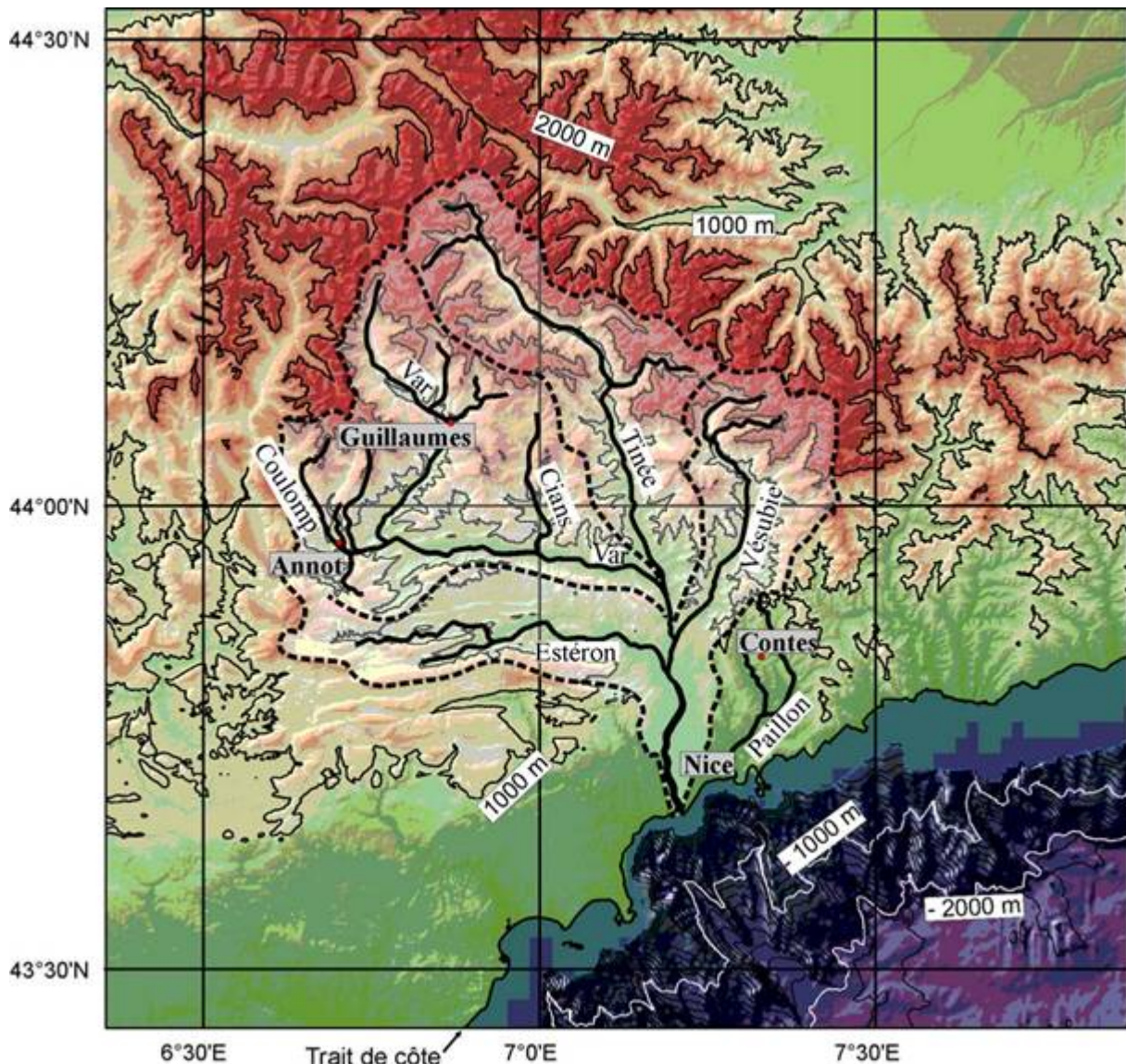


Figure II-4: carte schématique des principaux bassins versants du Var et de ses affluents.

Le bassin versant s'inscrit dans de nombreuses formations géologiques distinctes, que l'on peut simplifier en quatre grands ensembles (Figure II-5):

- à l'Ouest et au Sud-Ouest, on trouve les formations d'âge Secondaire et Tertiaire de l'arc de Castellane constituées par des séries marno-calcaires et des formations gréseuses (grès d'Annot).
- au Nord est observée la zone cristalline métamorphique du massif de l'Argentera Mercantour, composé de granite, gneiss, micashistes et schistes pélitiques. Ce massif est bordé par des formations permo-triasiques constituées principalement de pélites permienes rouges.
- à l'Est et Sud-Est, le Var longe l'arc de Nice composé de séries calcaires et marnocalcaires du Trias à l'éocène.
- La basse vallée du Var est essentiellement composée des poudingues et marnes bleues d'âge plio-quaternaire.

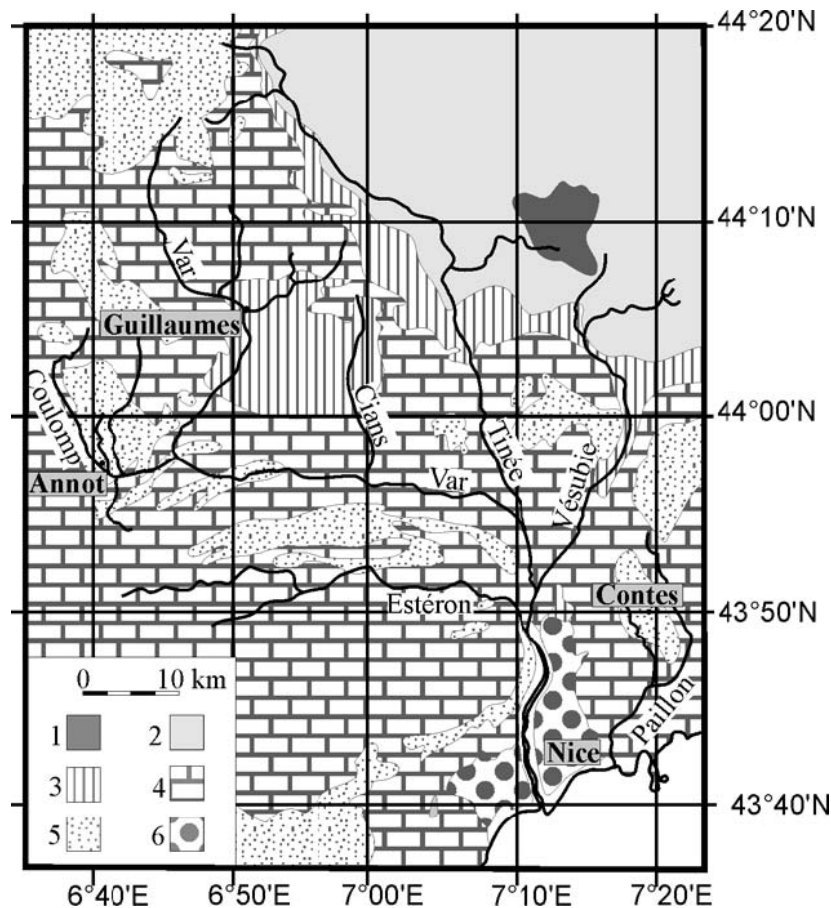


Figure II-5: Cadre géologique simplifié du bassin versant du Var. 1) Granite de l'Argentera, 2) Complexe métamorphique du massif, 3) Permotrias, 4) Mésozoïque des chaînes calcaires subalpines, 5) Dépôts tertiaires, 6) Pliocène du delta du Var.

Le couvert végétal est maigre (Laurent, 1971). On trouvera des rochers et éboulis sur les cimes, puis à mesure que l'on descend en altitude, des prairies et alpages, des forêts de résineux, des bois de chênes, et des terrains cultivés dans la vallée (vergers, vignes, céréales, cultures maraîchères).

Dans le lit majeur du fleuve Var, on observera de l'amont vers l'aval des zones à grèves nues sablo-graveleuses avec des herbes basses, puis des zones de brousses avec des arbustes (des petits saules), des zones arborées avec des saules, des peupliers et des acacias, et enfin des hautes herbes (majoritairement des roseaux de l'espèce *Arundo donax*) à proximité de l'embouchure.

2. L'hydrologie

Le fleuve Var et ses affluents sont soumis à un régime nivo-pluvial torrentiel, caractérisé par un débit moyen annuel très variable, avec des crues¹ en automne et au printemps. Les crues d'automne (de septembre à novembre) sont déclenchées par des épisodes d'averses brutales et

¹ En hydrologie, une crue correspond à une estimation statistique d'un volume d'eau sur une période de temps donnée. L'utilisation du terme "crue" ne peut être employé tel quel et nécessite d'être accompagné de la période de temps considérée. On parlera ainsi de crue décennale (fréquence de retour de dix ans), de crue annuelle (fréquence de retour d'un an), ou encore de crue saisonnière. Lorsqu'aucune mention de la durée n'est donnée, le terme "crue" est à prendre dans sa définition généraliste, à savoir une "augmentation rapide et importante du volume des eaux". L'utilisation commune de ce terme ne renseigne pas sur un seuil minimal de débit à atteindre.

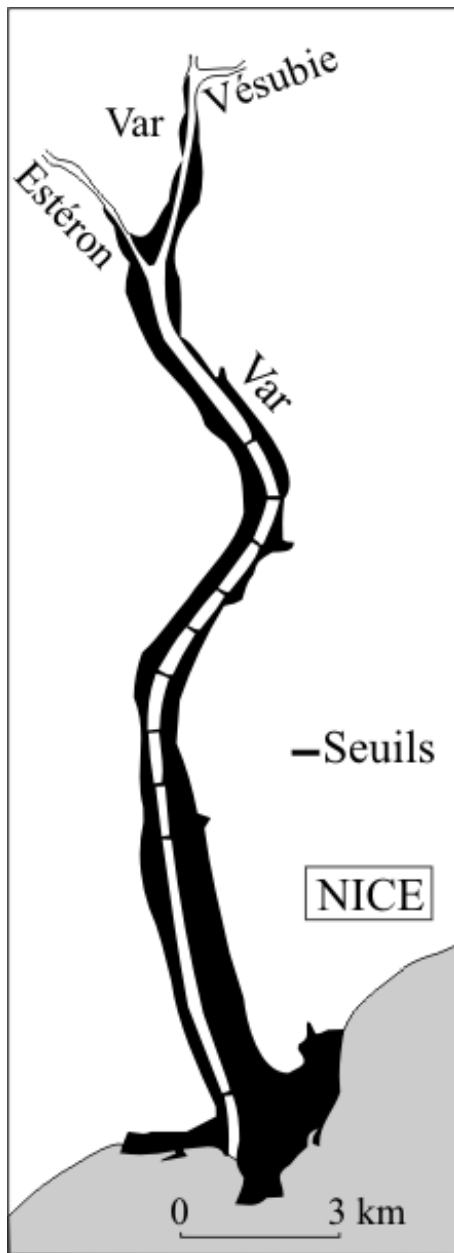
violentes qui peuvent déverser jusqu'à 250 mm d'eau en une heure sur de petits bassins. Les crues de printemps (mai et juin) sont principalement déclenchées par la fonte des neiges. Les périodes de débit minimum sont régies par deux phénomènes distincts, (i) le stockage de l'eau sous forme de neige sur les reliefs en hiver (de décembre à février), et (ii) de faibles précipitations en été (de juillet à octobre).

Bien que très variable, le débit moyen annuel est estimé entre $53 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Mulder et al., 1997b) et $70 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Anthony, 2007). Ce débit peut atteindre $830 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ lors des crues annuelles (Anthony, 2007), et dépasser les $3500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ lors des crues centennales.

3. Le matériel exporté

La rivière Var apporte principalement des marnes calcaires et des schistes pélitiques, ces derniers étant responsables de la couleur brun-rougeâtre de l'eau en période de crue. La Tinée et la Vésubie traversent, entre autres, le massif du Mercantour et transportent de la muscovite, de la biotite et de la chlorite. L'Estéron transporte vers le fleuve Var les minéraux cardinaux (quartz, feldspaths, et feldspathoïdes) des formations du synclinal de Saint-Antonin. Dans la Basse Vallée du Var, le fleuve et ses affluents traversent les séries calcaires et marno-calcaires du Jurassique et du Crétacé, d'où la forte teneur en carbonates observée dans les sédiments exportés (Sage, 1976). A proximité de l'embouchure, le fleuve traverse les poudingues du delta du Var, d'âge Plio-quaternaire, qui fournissent la majeure partie des galets que l'on retrouve sur les plages de Nice, Cagnes et Antibes.

4. Les aménagements du fleuve



Les aménagements ont été réalisés en plusieurs étapes au fil des siècles, selon les besoins et les avancées techniques de l'homme. Ces aménagements avaient pour but d'endiguer le fleuve, de manière à étendre les terrains agricoles et se protéger des crues, mais répondaient également à des besoins en matériaux.

L'endiguement de la rive gauche depuis la confluence de l'Estéron jusqu'à l'embouchure fut réalisé entre 1844 et 1865. L'endiguement de la rive droite fut réalisé par petits tronçons entre 1867 et 1974. Ces digues parallèles et distantes de 200 à 300 m ont rétréci le lit du fleuve, auparavant large d'un kilomètre, conduisant ainsi une augmentation de la vitesse de l'eau et favorisant l'érosion et l'abaissement de son lit. Le creusement du lit du fleuve fut d'autant plus accéléré après guerre, à cause d'une extraction massive de granulats. L'approfondissement du lit a généré deux problèmes. D'une part, les digues devenaient instables. D'autres part, cela a fait chuter de manière significative le niveau piézométrique de la nappe phréatique, mettant en danger l'approvisionnement en eau de la région de Nice.

Pour pallier au problème, dix seuils furent construits entre 1971 et 1986, avec un espacement de 1 km entre eux, depuis l'embouchure du fleuve jusqu'à la confluence avec l'Estéron. Ces digues ont efficacement régulé la ligne d'eau du fleuve qui a été relativement stable depuis 1980. Mais la réduction des vitesses a également entraîné un remblaiement des fosses par des particules fines, et favorisé le colmatage du lit du Var.

Figure II-6: Les aménagements de la basse vallée du Var. En noir est représenté l'ancien lit du fleuve, et son delta. En blanc est représenté le lit actuel (Anthony et Julian, 1999).

5. Estimation du flux particulaire exporté par le fleuve: quantification des apports et impact humain

La relation entre la charge solide en suspension (C_s) et le débit (Q) d'un cours d'eau est donnée par la formule de Leopold et Maddock (1953):

$$C_s = aQ^b \quad \text{avec } 0 < b < 2$$

où a et b sont des coefficients empiriques déduits des mesures de C_s et Q dans une rivière donnée. Les mesures de charge solide en suspension sont rares dans le Var. La corrélation entre charge solide en suspension (C_s) et débit n'est réalisable qu'à partir de mesures ponctuelles publiées par Laurent (1971). A partir de ces mêmes mesures, Mulder et al.

(1997b) ont estimé les valeurs de a et b à $0,767 \times 10^{-3}$ et 1,534 respectivement, pour des valeurs de débits Q instantanés.

Dans le cas du Var, les crues d'automne liées aux averses violentes font souvent suite à des périodes de sécheresse en été. Pendant ces événements, l'intensité de l'érosion est plus importante et par conséquent le coefficient b pourrait avoir une valeur supérieure, comprise entre 1,65 et 1,7 (Mulder et al., 1997b).

De plus, le pic de la courbe de charge sédimentaire en suspension lors d'une crue se situe légèrement avant le pic de la courbe des débits (c'est ce qu'on appelle l'*hystérésis rétrograde*), ce qui rend difficilement mesurable le maximum de charge (Laurent, 1971). Par conséquent, la valeur de charge solide en suspension calculée est sous-estimée.

Il n'existe pas de donnée récente sur les concentrations de particules en suspension. Or, depuis les mesures de Laurent (1971), l'aménagement du fleuve en a profondément modifié le profil d'équilibre. Les seuils ont piégé une très grande quantité de sédiments (Guglielmi, 1993). Les galets ont été bloqués en amont de ceux-ci et les particules fines piégées en aval. Actuellement, l'essentiel des particules fines en suspension arrivent facilement jusqu'à la côte (Anthony et Julian, 1999), mais les sables ne peuvent plus y parvenir, sauf en cas de forte crue (Sage, 1976). En outre, l'aménagement de l'aéroport a eu pour conséquence de freiner les courants de houle et de tempête qui permettaient de transporter les particules le long de la frange littorale. De nos jours, les sables sont ainsi entraînés directement dans la tête du canyon.

Chapitre III: Matériel et méthodes

A. Généralités

1. Origine des données

Cette thèse, initiée dans le cadre du programme HERMES repose essentiellement sur les données acquises entre 2005 et 2007 lors des campagnes ENVAR1 à 6 et MEDECO (Tableau III-1). Néanmoins, les nombreuses études précédemment menées sur le système turbiditique du Var ont permis de disposer d'une large couverture de données supplémentaires. Nous avons pu en particulier réétudier des carottes prélevées lors des missions SAME 1&2 (1986), MACOLIG (1996) et NICASAR (1994). L'imagerie SAR provient des missions SAME 1&2 (1986). La bathymétrie est une compilation des données acquises lors des missions Ess300/1 (2000) et GMO1 (2001). Les données de débit du fleuve Var sont disponibles via le site www.hydro.eaufrance.fr grâce à la DIREN PACA (Direction Régionale de l'Environnement, région Provence Alpes Côte d'Azur), le MEDD/DE (Ministère de l'Ecologie et du Développement Durable, Direction de l'Eau) et le SCHAPI (Service Central d'Hydrométéorologie et d'Appui à la Prévision des Inondations).

Mission	Date	données acquises et utilisées dans cette étude
SAME 1&2	1986	SAR
Ess300/1	2000	EM300
GMO1	2001	EM300
ENVAR1	10/2005	2 carottes d'interface (multitubes) ; pose de 4 mouillages (VV, VA, VB, VC)
ENVAR2*	12/2005	13 carottes d'interface (Ronanberg) ; pose d'un mouillage (VD)
ENVAR3*	06/2006	4 carottes d'interface (multitubes) récupération et pose de 4 mouillages (VV, VA, VB, VC)
ENVAR4*	09/2006	5 carottes d'interface (multitubes), récupération et pose de 5 mouillages (VV, VA, VB, VC, VD), pose de 1 mouillage supplémentaire (VP)
ESSACMED 3	02/ 2007	récupération de 3 mouillages largués inopinément (VV, VA, VC) pose de 1 mouillage (VA)
ENVAR5	03/2007	3 carottes d'interface (multitubes) récupération et remise à l'eau de 3 mouillages (VP, VB, VD) pose de 2 mouillages (VV, VC)
ENVAR6*	08/ 2007	9 carottes d'interface (multitubes)
MEDECO*	09/ 2007	récupération des 6 mouillages

Tableau III-1: Tableau récapitulatif des missions et du type de données utilisées dans le cadre de cette étude. Les astérisques mentionnent les missions auxquelles j'ai participé. Les noms des mouillages sont indiqués entre parenthèses.

2. Positionnement et Géoréférencement

Mis à part pour la mission SAME, dont le positionnement était réalisé grâce au système TRANSIT précis à quelques centaines de mètres près, les navires qui ont été utilisés pour collecter les données sont équipés de systèmes GPS et DGPS. Leur position est donc précise à deux mètres près.

Toutes les cartes de ce mémoire ont été réalisées sous Arcview, un SIG (Système d'Information Géographique) édité par ESRI (Environmental System Research Institute). L'ensemble des cartes obtenues a été géoréférencé selon la projection MERCATOR liée au système géodésique WGS84.

B. Les outils utilisés en mer

1. Le sondeur multifaisceaux EM12

Les sondeurs multifaisceaux sont utilisés pour cartographier les fonds océaniques. Ils fournissent la bathymétrie et la réflectivité acoustique du fond. Le principe d'acquisition est basé sur la technique des « faisceaux croisés » où les faisceaux de réception croisent le faisceau d'émission. L'écho provenant de l'intersection entre faisceaux d'émission et de réception fournit deux types d'information :

- une valeur bathymétrique calculée à partir du temps de trajet de l'onde dans l'eau ;
- une valeur de réflectivité, dépendant de l'amplitude du signal réfléchi et donc à la fois de la topographie locale et des caractéristiques physiques des sédiments.

Les données bathymétriques utilisées dans ce mémoire ont été acquises à l'aide d'un sondeur EM300, dont la fréquence d'émission est de 32 kHz. Après leur traitement sous CARAIBES, les données ont été compilées sous la forme d'un modèle numérique de terrain (MNT), dont le pas de grille est de 25 mètres.

2. Le SAR (Système Acoustique Remorqué)

Le SAR est un outil de géophysique haute résolution conçu pour l'étude de la morphologie et de la nature des fonds océaniques. C'est un engin tracté à 80-100 mètres au dessus du fond à une vitesse moyenne d'environ 1 m.s⁻¹. Il est équipé d'un sonar latéral haute fréquence (170-190 kHz) et d'un sondeur de sédiments, qui émet un signal de 3,5 kHz. La fréquence élevée du signal utilisée par le sonar limite à quelques centimètres sa pénétration, empêchant ainsi de connaître la réflectivité du fond marin et donc sa nature. Il permet par contre l'étude détaillée de la microtopographie du fond. Les images SAR sont positionnées par rapport à la navigation réelle et assemblées dans une mosaïque d'images dont les niveaux de gris traduisent le signal acoustique réfléchi par le fond. Le positionnement des profils n'était pas précis et a été recalé en fonction de la bathymétrie.

3. Les carottiers d'interface

La plus grande partie de ce travail repose sur l'étude sédimentologique de carottes d'interface. Elles ont été prélevées grâce à deux types de carottiers d'interface, un multitube et un monotube. Ils permettent de prélever une longueur variable dans le premier mètre de sédiments sans en perturber le sommet (Apprioual, 2001).

Les carottiers d'interface se composent d'un ou plusieurs tubes de 9 cm de diamètre et de 60 à 100 cm de long. Ils sont surmontés d'un lest d'environ 80 kg. L'ensemble lest + tube(s) est maintenu à la verticale par un châssis métallique destiné à se poser sur le fond.

Le carottier est descendu à travers la colonne d'eau, suspendu à un câble. Lorsqu'il touche le fond, l'ensemble lest + tube coulisse le long du châssis et s'enfonce dans le sédiment. Un bouchon vient ensuite fermer le haut du tube, puis le carottier est arraché du sol par l'intermédiaire du câble. Les sédiments sont retenus dans le tube grâce à un système de clapets, situés à la base du châssis, et qui se referment lorsque le tube arrive en butée du châssis.

Le carottier d'interface est très efficace pour le prélèvement des sédiments fins (argile et silts). Contrairement aux carottiers à piston, il ne provoque aucune perte ou déformation des sédiments, et permet de maintenir intacte l'interface eau-sédiment. Cependant, la pénétration du carottier se faisant sans chute libre et avec un faible lest, le carottier est très vite freiné dans les sédiments grossiers et ne permet pas d'en prélever de fortes épaisseurs.

La base de données des carottes est présentée dans le tableau III-2 et la figure III-1.

Nom	Latitude	Longitude	Profondeur	Mission	Site
MTB-VB-01	N43°23,45	E7°32,53	2159	ENVAR1	Vallée Moyenne - chenal Sud
MTB-VA-02	N43°29,41	E7°21,07	1733	ENVAR1	Terrasse C2
IENV2-03	N43°23,70	E7°44,17	2245	ENVAR2	Ride Sédimentaire du Var (Est)
IENV2-04	N43°23,46	E7°31,52	2190	ENVAR2	Vallée Moyenne - chenal Sud
IENV2-05	N43°21,92	E7°32,24	1894	ENVAR2	Ride Sédimentaire du Var (centre)
IENV2-07	N43°26,99	E7°27,30	2040	ENVAR2	Vallée Moyenne - chenal
IENV2-11	N43°34,94	E7°14,26	1197	ENVAR2	Terrasse A
IENV2-12	N43°33,32	E7°15,83	1412	ENVAR2	Terrasse A
IENV2-13	N43°32,09	E7°17,23	1527	ENVAR2	Terrasse A
IENV2-14	N43°30,53	E7°22,13	1801	ENVAR2	Terrasse B
IENV2-15	N43°28,96	E7°21,50	1801	ENVAR2	Terrasse C3
IENV2-16	N43°26,74	E7°23,62	1951	ENVAR2	Terrasse C4
MTB-VC-04	N43°22,11	E7°32,87	1909	ENVAR3	Ride Sédimentaire du Var (centre)
MTB-VA-05	N43°29,55	E7°20,88	1777	ENVAR3	Terrasse C2
MTB-RG-06	N43°30,55	E7°22,10	1800	ENVAR3	Terrasse B
MTB-VB-08	N43°23,69	E7°31,80	2189	ENVAR3	Vallée Moyenne - chenal Sud
MTB-VC-10	N43°22,00	E7°32,87	1896	ENVAR4	Ride Sédimentaire du Var (centre)
MTB-VA-15	N43°29,55	E7°20,88	1776	ENVAR4	Terrasse C2
MTB-VB-16	N43°23,66	E7°31,81	2186	ENVAR4	Vallée Moyenne - chenal Sud
MTB-RG-20	N43°30,55	E7°22,11	1798	ENVAR4	Terrasse B
MTB-VC-22	N43°22,32	E7°33,01	1932	ENVAR5	Ride Sédimentaire du Var (centre)
MTB-VAA-23	N43°29,97	E7°20,03	1699	ENVAR5	Terrasse C1
MTB-VA-26	N43°29,47	E7°21,05	1767	ENVAR5	Terrasse C2
MTB-VA-28	N43°29,53	E7°20,93	1762	ENVAR6	Terrasse C2
MTB-Chenal-34	N43°28,38	E7°29,21	2065	ENVAR6	Vallée Moyenne - chenal Nord
MTB-RG-36	N43°30,55	E7°22,14	1780	ENVAR6	Terrasse B
MTB-VD-37	N43°24,59	E7°51,67	2300	ENVAR6	Ride Sédimentaire du Var (Est)

Tableau III-2: Récapitulatif des carottes étudiées. La localisation des carottes est présentée dans la Figure III-1.

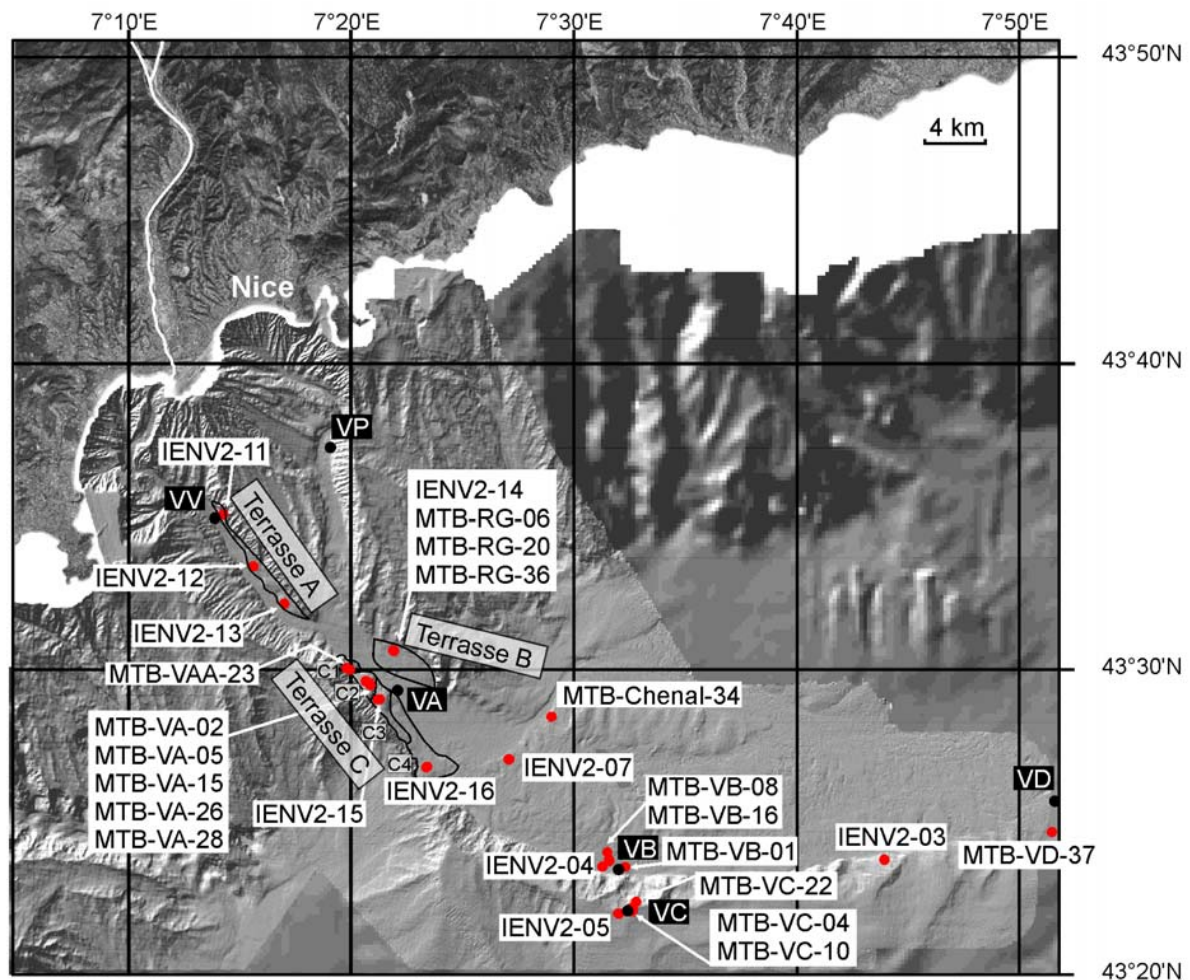


Figure III-1: Localisation des carottages (en rouge) et des mouillages (en noir)

4. Les stations de mesure dans la colonne d'eau

L'utilisation de lignes de mouillage multi-instruments et capteurs est courante en océanographie, pour l'étude des courants (e.g. Mer Ligure: Sammari et al., 1995) et des flux sédimentaires (e.g. Golfe de Gascogne: Heussner et al., 1999) ou encore en biologie (e.g. Golfe de Gascogne: Radakovitch et Heussner, 1999; Mer Ligure: Guidi-Guilvard, 2002). Dès les années 70, la mise en place de courantmètres et de pièges à particules dans les canyons sous-marins et les systèmes chenaux-levées a permis d'observer en direct des transferts sédimentaires (e.g. canyon de La Jolla au large de la Californie: Inman, 1970; Shepard et al., 1977; Shepard, 1979) ou dans celui du Var (Gennessieux et al., 1971). Leur mise en place a permis de confirmer le rôle clef de ces structures dans le transfert de sédiments par des courants de fond (e.g. canyon de Monterey, Californie: Xu et al., 2002), par des ondes de marées internes (e.g. canyon de Foix en Méditerranée occidentale: Puig et al., 2000), par des courants de turbidité (e.g. canyon du Zaïre: Khripounoff et al., 2003) générés par des tempêtes (e.g. canyon d'Eel, Californie: Puig et al., 2004), par des tremblements de terre (e.g. canyon de Monterey, Californie: Garfield et al., 1994), ou même par des chaluts (e.g. canyon de Palamos, Méditerranée occidentale: Palanques et al., 2006).

4.1. Les mouillages dans le système turbiditique du Var

Les mouillages ont été mis en place, pour la plupart, à partir de septembre 2005. Ils ont été relevés puis remis à l'eau tous les six mois. La durée d'analyse s'est étendue sur deux ans maximum, jusqu'à octobre 2007. Dans un premier temps, il y avait cinq stations, dont trois positionnées sur le fond du canyon du Var (nommé VV), de la Vallée Supérieure (VA) et de la Vallée Moyenne (VB). Les deux autres stations sont positionnées sur la Ride Sédimentaire du Var, une dans la partie occidentale au dessus de VB (VC) et une à l'extrémité orientale (VD) (Figure III-1 et Tableau III-3). A partir de septembre 2006, une sixième station de mouillage a été ajoutée sur le fond du canyon du Paillon (VP). Les mouillages sont généralement composés d'un (ou deux) couple(s) de piège(s) à particules et courantomètre(s) positionnés près du fond et plus en hauteur. La composition exacte de chaque mouillage est donnée dans le tableau III-3. Les lignes de mouillages sont maintenues au fond par un lest relié à un système de largueur. Lorsqu'on souhaite relever une ligne de mouillage, le largueur est déclenché du bateau par acoustique. La ligne remonte à la surface grâce aux flotteurs (Figure III-2). Il est arrivé qu'un mouillage remonte inopinément.

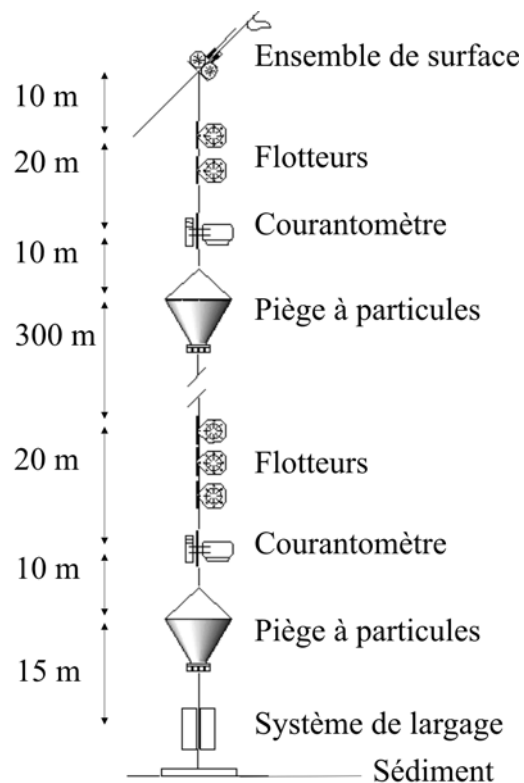


Figure III-2: Exemple de composition d'une ligne de mouillage.

Au cours de cette étude, seules les données issues des pièges à particules et courantomètres placés au bas des lignes de mouillages ont été étudiées, car les instruments placés en hauteur ne contenaient pas d'informations critiques pour l'étude des courants gravitaires.

nom	date début	date fin	localisation	profondeur	composition	position
VV	26/09/2005	08/10/2007	Canyon du Var	1200 m	piège à particules courantomètre	20 m 30 m
VP	09/09/2006	08/10/2007	Canyon du Paillon	1200 m	piège à particules	20 m
VA	25/09/2005	08/10/2007	Vallée Supérieure	1850 m	piège à particules courantomètre piège à particules courantomètre	20 m 30 m 450 m 460 m
VB	25/09/2005	09/10/2007	Vallée Moyenne, dans le chenal en contrebas de la Ride Sédimentaire du Var	2200 m	piège à particules courantomètre piège à particules courantomètre	20 m 30 m 350 m 360 m
VC	24/09/2005	10/10/2007	Ride Sédimentaire du Var, section occidentale, au dessus de VB	1920 m	piège à particules courantomètre piège à particules courantomètre	20 m 30 m 250 m 260 m
VD	11/12/2005	10/10/2007	Ride Sédimentaire du Var, section orientale	1400 m	piège à particules courantomètre	20 m 30 m

Tableau III-3: Description des lignes de mouillages, indiquant le nom de la zone, la date de première mise à l'eau et de dernier retour à bord, la position dans le système turbiditique, la profondeur d'eau dans la zone, la composition du mouillage et la position des équipements au dessus du fond.

4.2. Les courantomètres

Les courantomètres utilisés sont des Anderra RCM 8 équipés en plus de capteurs de température et pression, qui enregistrent une mesure toutes les trente minutes. Un compas permet de donner la direction du courant. La vitesse, mesurée à l'aide d'un rotor est moyennée sur trente minutes. Ce pas d'échantillonnage correspond au maximum possible eu égard à la batterie et à la capacité de stockage des données des courantomètres. Chaque capteur est étalonné avant la mise à l'eau et après récupération, y compris pour le rotor dont on établit le seuil de démarrage (la vitesse minimale de mise en rotation). Les différents canaux d'enregistrement du courantomètre sont traités grâce au logiciel ANAIS développé par l'IFREMER, qui intègre les étalonnages aux mesures et convertit les données en base binaire sur 10 bits en valeurs ASCII. ANAIS permet également de faire des analyses statistiques sur les plages de mesures pour faire, par exemple, des analyses spectrales ou obtenir des valeurs moyennes. L'analyse spectrale est classiquement utilisée pour connaître les principales périodicités des variations de courant. Il s'agit de calculer grâce à une transformée de Fourier le spectre d'énergie des courants en fonction des périodes et d'en relever les principaux pics.

4.3- Les pièges à particules

Deux types de pièges à particules ont été utilisés pour cette étude. Le premier modèle est un piège conique (PPS5, Technicap®) avec une ouverture de 1 m². Le second modèle est un piège cylindrique (PPS3, Technicap®) avec une ouverture de 0,05 m². Les deux types de pièges sont équipés d'un filtre en nid d'abeille à l'ouverture, qui permet d'éviter que de trop grosses particules terrigènes ou biogènes puissent pénétrer. Les nids d'abeille ont un diamètre de 1 cm. Les pièges sont reliés à un système de 24 godets montés sur barillet. Dans le cadre de notre étude, le barillet a été programmé pour changer de godet tous les 9 jours.

Avant la mise à l'eau, les godets sont remplis d'une solution d'eau de mer filtrée et de formol à la concentration de 3%. Une fois récupérés, les sédiments contenus dans chaque godet sont observés au microscope afin de retirer et compter toute la macro- et meiofaune. Un petit échantillon de quelques milligrammes est également retiré afin de réaliser des frottis. Le contenu de chaque godet est ensuite rincé à l'eau milli-Q, séché et pesé.

Les pièges sont verticaux, mais on estime qu'ils permettent de connaître la quantité de sédiment qui transite au niveau de la zone de mouillage. Leur utilisation soulève cependant une question, longuement débattue (US-GOFS, 1989; Gust et al., 1992; Gust et al., 1994). Dans quelle mesure les flux verticaux mesurés peuvent-ils être biaisés par les courants horizontaux? Il a été théoriquement démontré que 3 principaux paramètres physiques peuvent particulièrement influencer l'efficacité des pièges pour collecter des particules (Butman et al., 1986). Ces trois paramètres sont:

- (i) le nombre de Reynolds du piège, $Rt = uD/\nu$ avec u la vitesse du courant au niveau de l'ouverture, D le diamètre d'ouverture du piège et ν la viscosité cinématique du fluide
- (ii) un rapport qui définit la forme du piège, $A = H/D$ avec H la hauteur du piège
- (iii) le rapport entre la vitesse du courant et la vitesse de chute des particules.

Baker et al. (1988) ont montré qu'avec des pièges comparables au PPS3 Technicap® dont le diamètre d'ouverture est de 20 cm, l'efficacité de collecte des particules baisse de 100% à environ 20% lorsque les courants dépassent les 12 cm.s^{-1} . Gardner et al. (1997) n'ont constaté aucun changement avec un piège comparable dont le diamètre d'ouverture est de 30 cm. Les statistiques réalisées par Heussner et al. (1999) ont montré une certaine reproductibilité des mesures, et aucune corrélation entre le nombre de Reynolds du piège et l'efficacité de collecte. Ils en concluent que le biais provoqué par les courants horizontaux sur le flux vertical n'est pas significatif.

Les pièges à particules servent, dans le cadre de cette étude, à calculer les flux sédimentaires enregistrés sur une période courte (le flux est intégré sur la durée du godet, soit 9 jours) et à les comparer avec les flux de sédiments calculés à partir des carottes.

C- Protocole d'étude des sédiments en laboratoire

Les techniques décrites ci-dessous ont été utilisées pour l'étude sédimentologique des carottes d'interface. La technique du frottis a en outre été utilisée pour les sédiments issus des pièges à particules. Quelques mesures granulométriques ont également été réalisées sur des échantillons provenant de godets abondamment remplis de sédiments.

1- Le banc multiparamètres (MSCL-Geotek Ltd.)

Le banc MSCL (*Multi-sensor Core Logger*) permet de mesurer sur les carottes de sédiment, de façon simultanée et automatisée:

- la masse volumique, par gamma-densimétrie, nécessaire dans notre étude pour le calcul des flux sédimentaires,
- la vitesse de propagation des ondes acoustiques,
- la susceptibilité magnétique, qui permet de déterminer la quantité de minéraux ferro- et paramagnétiques contenus dans les sédiments, principalement dans les feuillets d'argiles.

2- La radioscopie RX

La radioscopie rX est une méthode non destructive qui permet de visualiser l'organisation interne des sédiments et de mettre en évidence des structures d'origine dynamique ou biologique invisibles lors de la description visuelle des carottes. Le banc radiographique Scopix utilisé dans cette étude est celui décrit par Migeon et al. (1999). La radioscopie rX nous a permis de décrire et d'échantillonner avec une très grande précision des faciès remarquables, et des lamines souvent inframillimétriques.

3- La mesure de la granulométrie

La distribution granulométrique des sédiments a été déterminée par micro-granulomètre laser *Coulter LS130*, qui mesure un large éventail de classes granulométriques de 0,1 à 2000 μm . Le principe d'analyse permettant de mesurer la taille des grains repose sur la diffraction des faisceaux laser. En rencontrant les particules, les faisceaux sont diffractés vers des détecteurs qui permettent de mesurer l'angle de diffraction. Cet angle est ensuite relié à la dimension des particules.

Pour obtenir des résultats fiables, il faut que chaque particule soit bien individualisée, ce qui implique de n'utiliser qu'un petit volume de sédiment et surtout de bien éliminer les aggrégats. Pour cela, chaque échantillon est délayé par agitation vigoureuse et baigné dans un bain à ultrasons.

Chaque carotte a été prélevée avec un pas d'échantillonnage systématique de 2 à 3 mm. Les séquences remarquables identifiées par la description visuelle et sur les radioscopies rX ont été analysées tous les millimètres. Dans les faciès laminés les analyses ont été réalisées sur chaque lamine.

Les mesures granulométriques utilisées dans ce mémoire sont présentées sous la forme de la valeur médiane (D50) ou du décile 90 (D90). Les mesures granulométriques sont également présentées sous la forme de distribution (pourcentage) des classes granulométriques.

Les analyses granulométriques permettent de suivre l'évolution de la granularité des dépôts au sein de chaque carotte puis entre les carottes, ce qui fournit des informations sur la dynamique des écoulements. L'évolution de la taille des grains au sein des séquences sédimentaires permet, en outre, de connaître l'agent de transport et la dynamique de dépôts des sédiments. De plus, la taille des grains permet d'estimer la vitesse des écoulements.

4- Les frottis

Les frottis sont des prélèvements d'une petite quantité de sédiment étalé sur une lame mince puis recouvert d'une lamelle que l'on peut observer au microscope optique. Ce procédé permet de caractériser et estimer la teneur des principaux éléments contenus dans l'échantillon (composés détritiques et minéraux argileux, matière organique et débris végétaux, faunes, etc.). En observant l'état des différents constituants (faunes entières ou brisées, grains émoussés ou anguleux) et la distribution de leur taille, il est possible d'obtenir des informations sur le type de transport et son intensité. La taille moyenne des particules est estimée et un indice sur la distribution des tailles est donné (tailles homogènes ou pas). Les comptages réalisés sur frottis sont semi-quantitatifs, basés sur la proportion de particules terrigènes par rapport aux particules biogènes, avec:

- Particules terrigènes exclusivement (noté T).
- Large dominance des particules terrigènes comparées aux particules biogènes (noté t^+).
- Dominance des particules terrigènes comparées aux particules biogènes (noté t).
- Nombre de particules biogènes à peu près équivalentes aux particules terrigènes (noté tb).
- Dominance des particules biogènes comparées aux particules terrigènes (noté b).

- Large dominance des particules biogènes comparées aux particules terrigènes (noté b⁺).
- Particules biogènes exclusivement (noté B).

5- La datation par le plomb, le césium et le thorium radioactifs

La datation radiométrique est une méthode qui utilise la désintégration d'isotopes radioactifs. Les éléments utilisés ici sont le Plomb 210, le Césium 137 et le Thorium 234 car ils permettent de dater des sédiments déposés au cours du dernier siècle, des cinquante dernières années et des 100 derniers jours respectivement. La mesure de l'activité isotopique de ces éléments, par spectrométrie gamma est réalisée sur des échantillons de sédiments secs d'environ 10 g. Les échantillons ont été analysés à l'université Bordeaux 1 par un détecteur gamma bas bruit de fond EURISYS Mesures, dont le fonctionnement est expliqué dans Schmidt et al. (2005) et Schmidt et al. (2001).

La première utilisation du ²¹⁰Pb comme outil de datation remonte à Goldberg (1963) et ses travaux sur les taux d'accumulation de neige au Groenland. Depuis, le ²¹⁰Pb est largement utilisé dans d'autres domaines pour l'élaboration de modèles d'âge et notamment en domaine lacustre (Appleby, 2001 par exemple) ou marin (Jouanneau et al., 2002 par exemple). Dans le sédiment, l'activité du ²¹⁰Pb total se décompose en deux fractions, avec du ²¹⁰Pb dit "supporté" (noté ²¹⁰Pb_s) et du ²¹⁰Pb dit "en excès" (noté ²¹⁰Pb_{ex}).

$$^{210}\text{Pb}_{\text{total}} = ^{210}\text{Pb}_{\text{ex}} + ^{210}\text{Pb}_{\text{s}}$$

²¹⁰Pb_s est l'activité "supportée" par le ²²⁶Ra du sédiment qui produit continuellement du ²¹⁰Pb par décroissance radioactive. Ce ²²⁶Ra issu lui-même de ²³⁸U, est présent sur toute la colonne sédimentaire, et la fraction de ²¹⁰Pb supportée est constante en profondeur. ²¹⁰Pb_{ex} est l'activité du ²¹⁰Pb en excès. C'est la part de ²¹⁰Pb adsorbée par les particules durant leur séjour dans la colonne d'eau et qui parvient au sédiment. Une fois enfoui, le ²¹⁰Pb_{ex} des sédiments décroît avec le temps (demi vie de 22,3 ans).

Si le dépôt de ²¹⁰Pb est relativement constant dans la zone d'étude et que la migration du ²¹⁰Pb dans les sédiments est limitée, la décroissance ²¹⁰Pb_{ex} dans la colonne sédimentaire permet de dater les sédiments en appliquant le modèle CFCS (Constant Flux and Constant Sedimentation Rate, Goldberg, 1963; Appleby et Oldfield, 1978) à partir de:

$$[^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}]_z = [^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}]_0 \cdot e^{-\lambda \frac{z}{S}}$$

$[^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}]_z$ étant l'activité à la profondeur z , $[^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}]_0$ l'activité initiale au moment du dépôt, λ la constante de décroissance radioactive et S le taux de sédimentation. L'activité initiale au moment du dépôt est équivalente à l'activité en surface de la colonne sédimentaire ou à la base de la couche de mélange de surface (voir Chapitre I, paragraphe 3). Ainsi, le taux de sédimentation sera égal à

$$S = \lambda / \delta = \ln 2 / (T * \delta)$$

où T est la période du ²¹⁰Pb (22.3 ans) et δ représente la pente de la droite de régression obtenue à partir du diagramme semi-logarithmique de la décroissance du ²¹⁰Pb_{ex} en fonction de la profondeur z .

Si la colonne sédimentaire a été affectée par des écoulements gravitaires (érosion ou dépôt d'une séquence sédimentaire), la décroissance du $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ n'est pas régulière avec la profondeur dans la colonne. Il est alors impossible de calculer avec précision un modèle d'âge. Dans ce cas, le taux de sédimentation n'est qu'une estimation, basée sur la profondeur maximale dans laquelle on observe encore de l'activité. Puisqu'au delà d'environ 100 ans il n'y a plus d'activité reliée au plomb en excès, on estime un taux de sédimentation en divisant la profondeur maximale d'activité par 100 ans.

Le ^{137}Cs est un isotope artificiel qui provient de l'industrie nucléaire civile ou militaire. Sa première apparition dans l'atmosphère remonte à la fin des années 50 et résulte des retombées atmosphériques d'essais nucléaires. Sa répartition globale se fait sous la forme de pics d'activités qui correspondent au maximum des retombées atmosphériques de 1962 (essais nucléaires) ainsi qu'au niveau enrichi de 1986 (accident de Tchernobyl). La demi-vie du ^{137}Cs vaut 30 ans. L'utilisation du ^{137}Cs comme outil de datation remonte aux travaux de Ritchie et al. (1973) sur des sédiments prélevés dans quatre retenues d'eau. Pour les mêmes raisons que lors de la mesure de l'activité du plomb, l'utilisation de l'isotope du césium dans des environnements énergétiques n'est pas optimale. Le profil d'activité du ^{137}Cs dans la colonne sédimentaire peut être complètement modifié par le dépôt de couches événementielles et/ou de surfaces d'érosion. Le ^{137}Cs étant arrivé dans l'atmosphère et dans les sédiments depuis environ 50 ans, le taux de sédimentation sur les cinquante dernières années est obtenu en divisant la profondeur maximale de détection par 50 ans.

Le ^{234}Th est un isotope qui provient de la désintégration du ^{238}U . Sa période de demi-vie de 24,1 jours (Aller et al., 1980), en fait un traceur idéal pour l'observation de la dynamique particulaire près du fond, qui peut remplacer ou compléter le déploiement de pièges à particules (Aller et DeMaster, 1984). Son utilisation suit les mêmes préceptes que la méthode de datation au $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$. Dans notre étude cependant, la mesure du $^{234}\text{Th}_{\text{ex}}$ n'a été réalisée qu'au sommet des carottes, i.e. dans les cinq premiers millimètres de sédiment, afin de savoir si l'interface eau-sédiment avait reçu des apports en particules au cours des 100 derniers jours ($^{234}\text{Th}_{\text{ex}} > 1 \text{ dpm}$).

6- Le taux d'accumulation en masse (TAM)

Les taux de sédimentation caractérisent l'épaisseur d'un dépôt sédimentaire par unité de temps (mm.a^{-1}). Pour s'affranchir de la compaction du sédiment avec son enfouissement, on utilise le taux d'accumulation en masse (TAM). L'unité du TAM est un flux qui rend compte du poids de sédiment se déposant par unité de surface et par unité de temps ($\text{g.m}^{-2}.\text{a}^{-1}$), permettant ainsi de comparer qualitativement les apports sédimentaires, quelle que soit la compaction des sédiments étudiés.

Les TAM sont obtenus par le produit de la densité sèche (g.cm^{-3}) et du taux de sédimentation (cm.an^{-1}).

- La densité sèche est calculée à partir de la densité humide mesurée par gamma-densimétrie (voir chapitre III, paragraphe C.1) et à partir d'hypothèses sur la densité du fluide et la densité des grains. Le fluide interstitiel étant de l'eau de mer, la densité choisie pour les calculs correspond à de l'eau ayant une salinité de 3,5‰, une température de 23°C et étant à la pression atmosphérique. La densité de grain est fonction de la nature du sédiment, mais elle varie peu pour les composants les plus fréquemment rencontrés. Pour les calculs, la densité moyenne de grain utilisée est de $2,65 \text{ g.cm}^{-3}$.

- Le taux de sédimentation est calculé ou estimé selon deux méthodes. Sur les carottes de la Ride Sédimentaire du Var (VC et VD), le profil de décroissance du ^{210}Pb est régulier et

le taux de sédimentation est calculé avec la méthode CFCS (*Constant Flux and Constant Sedimentation rate*, voir paragraphe C.5). Pour les autres carottes, le taux de sédimentation est estimé en fonction des mesures de ^{210}Pb et ^{137}Cs , en utilisant la cote des deux mesures qui entourent la fin de l'activité de chaque élément radioactif : L'échantillon prélevé au dessus de cette limite de fin d'activité, dans lequel on détecte encore de l'activité radioactive, permet d'estimer un taux de sédimentation minimal. Le premier échantillon ne contenant plus de radioélément en activité permet d'estimer un taux de sédimentation maximal. Ces deux mesures nous permettent d'estimer une fourchette du taux de sédimentation, et donc du TAM maximal et minimal sur la période de temps. Sur certaines carottes, l'échantillonnage pour les mesures radioisotopiques est faible. La fourchette de TAM estimée est alors large. Parfois, on mesure encore l'activité de l'élément radioactif à la base de la carotte (ou dans l'échantillon prélevé à la plus grande profondeur). En conséquence, le TAM présenté correspond à une valeur minimale.

Chapitre IV: Activité actuelle du système turbiditique du Var, en relation avec l'activité du fleuve et de la circulation des masses d'eau dans le bassin Liguro-Provençal.

Ce chapitre regroupe l'ensemble des résultats et interprétations issus des mesures *in-situ*. La mesure des courants et des flux particuliers nous éclaire sur les différents mécanismes hydrodynamiques et sédimentologiques se produisant dans le système turbiditique du Var. L'instrumentation du système apporte ainsi un regard inédit sur les transports sédimentaires ce qui pourrait permettre, par extension, de mieux appréhender les processus de construction et d'érosion des corps sédimentaires dans le système.

Ce chapitre s'attache à décrire, comparer et discuter les différents événements enregistrés au cours de deux années de mesure du débit du fleuve Var et de l'activité hydrosédimentaire du système turbiditique.

A- L'activité du fleuve Var

La Figure IV-1 présente les débits instantanés calculés toutes les heures, sur 4 stations le long du cours d'eau. Ce calcul est effectué par le logiciel HYDRO2, fourni par le SCHAPI² à partir des mesures ponctuelles de hauteur d'eau et d'une courbe de correction établie pour estimer la section du lit. La station Pont Napoléon III (Figure IV-1, courbe a) est située sur le fleuve Var, à 1 km de l'embouchure. Les stations Carros et Villars sont situées sur le fleuve et la rivière Var, à 13 km et 40 km de l'embouchure respectivement (Figure IV-1, courbe b). La station Broc est située sur son affluent, l'Estéron, à 22 km de l'embouchure. Les données disponibles sur les années 2005 à 2007 permettent de mettre en évidence un débit moyen de $54 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ au Pont Napoléon III, $70 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ à Carros, $4,6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ sur l'Estéron au Broc et $18,5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ à Villars-Sur-Var. Le débit moyen est plus fort en amont (Carros) qu'à l'embouchure (Pont Napoléon III). Bien que nous n'ayons pu obtenir d'explication sur ce phénomène, nous pouvons supposer que la ville de Nice et les installations agricoles environnantes, situées entre ces deux stations de mesure, peuvent pomper une partie de l'eau du fleuve, faisant ainsi diminuer le débit moyen.

² Service Central d'Hydrométéorologie et d'Appui à la Prévision des Inondations

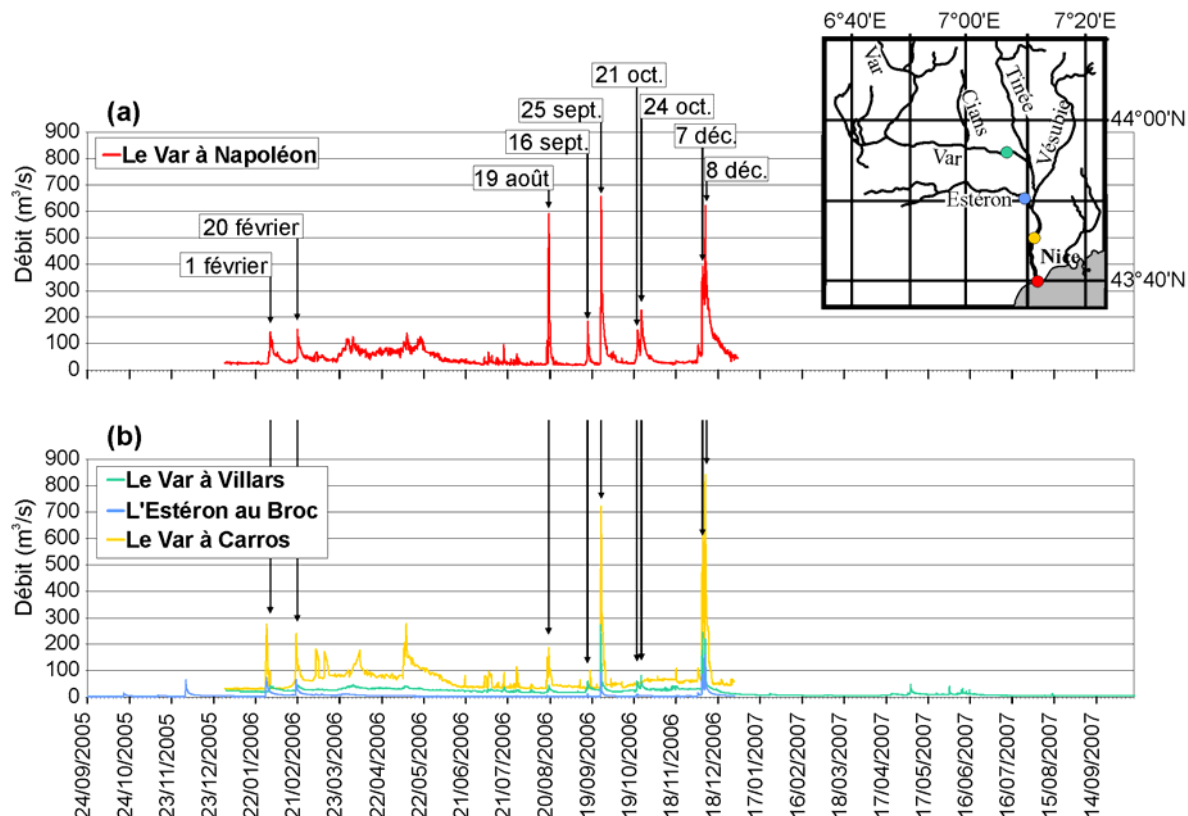


Figure IV-1: Evolution des débits (a) à l'embouchure du fleuve Var et (b) à Carros en amont du fleuve, sur l'Estéron au niveau du Broc et sur le cours du Var au niveau de Villars-Sur-Var. Les dates des crues du fleuve Var sont indiquées par les flèches.

Sur l'année 2006, l'évolution des débits instantanés au Pont Napoléon III montre plusieurs pics de débits, dont les valeurs dépassent le seuil moyen:

- le 1^{er} et le 20 février 2006, les pics sont de l'ordre de $140 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$,
- entre fin mars et début juin 2006, les débits oscillent autour de 70 à $130 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$,
- le 18 août 2006, le débit atteint $592 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$,
- le 16 septembre 2006 le débit atteint $184 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$,
- le 25 septembre 2006, le débit atteint $658 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$,
- les 21 et 24 octobre 2006, les débits atteignent 143 et $221 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ respectivement,
- les 7 et 8 décembre 2006, les débits atteignent 387 et $621 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ respectivement.

La fréquence de retour des crues est estimée à partir d'une loi de Gumbel (moyenne = $355 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et écart type = 243) appliqué à l'ensemble des données disponibles. Ces fréquences sont données par le logiciel HYDRO2. Sur le fleuve Var, il a été établi que le débit d'une crue biennale est de $810 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, de $2000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ pour une crue décennale et $3200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ pour une crue centennale. Avec des débits qui ne dépassent pas les $700 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, les crues enregistrées sur l'année 2006 correspondent à des crues annuelles de petite ampleur.

Si l'on compare les débits mesurés au Pont Napoléon III (courbe a, Figure IV-1) avec les débits mesurés en amont (courbe b, Figure IV-1), on constate que les crues les plus fortes de septembre et décembre 2006 sont enregistrées sur l'ensemble du bassin versant. Ainsi, pour des débits proches de $600 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ au Pont Napoléon III, on mesure des débits supérieurs à $700 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ à Carros, autour de $90 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ sur l'Estéron et supérieurs à $200 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ à Villars-Sur-Var. La crue d'août 2006 au contraire, semble localisée seulement sur le pourtour de Nice, avec de

forts débits sur la station Napoléon et des débits largement moindres en amont avec $180 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ à Carros, $3,6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ sur l'Estéron et $44 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ à Villars-Sur-Var.

B- Evolution des vitesses et directions de courants, de la température et des flux particuliers mesurés sur le système turbiditique entre septembre 2005 et octobre 2007

Afin de caractériser les transferts sédimentaires actuels dans le système turbiditique, les données issues de 5 mouillages ont été utilisées. Pour rappel, les mouillages sont composés de pièges à particules et de courantmètres placés à deux niveaux, mais seules les données provenant des pièges à particules et des courantmètres placés près du fond seront utilisées dans cette étude. Ces derniers permettent de mesurer de façon simultanée la vitesse et direction des courants, mais aussi la température. Les stations ont été positionnées dans cinq zones clés du système que sont le Canyon du Var (station VV), le fond de chenal dans la Vallée Supérieure (VA) et la Vallée Moyenne (VB), et sur la ride Sédimentaire du Var dans sa partie occidentale (VC) et orientale (VD) (Figure IV-2).

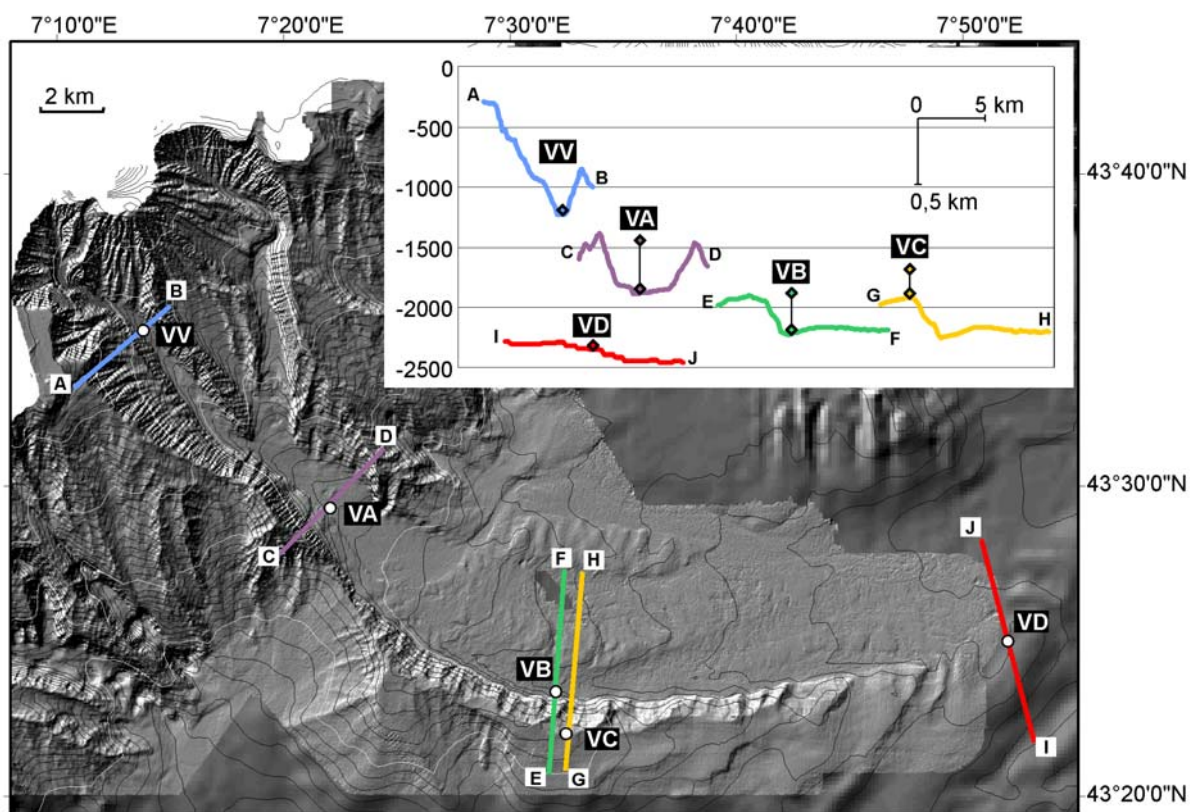


Figure IV-2: Position des mouillages dans le système turbiditique et profils bathymétriques correspondants. Sur le cartouche, les points indiquent la profondeur des courantmètres.

Pour une meilleure compréhension, les résultats seront présentés en deux parties. La première partie traitera des tendances générales observées sur les 2 années d'analyses, tandis que la seconde partie présentera les événements particuliers.

1- Les tendances générales

1.1- Les courants

1.1.1- Caractéristiques des courants mesurés

La Figure IV-3 représente les courants d'après les mesures obtenues sur la période couvrant septembre 2005 à octobre 2007. En premier lieu, la vitesse minimale de mise en déplacement des rotors des courantmètres étant de 15 mm.s^{-1} en moyenne, la figure IV-3 permet de mettre en évidence des courants avec des vitesses supérieures à ce seuil dans toutes les directions. On observe cependant une nette différence entre les courants mesurés aux stations situées en amont (VV et VA) et ceux mesurés aux stations du large (VB, VC et VD), avec une vitesse moyenne d'environ 16 à 25 mm.s^{-1} sur les stations amont, et 60 - 70 mm.s^{-1} sur les stations du large. De plus, les courants forts dont la vitesse dépasse 150 mm.s^{-1} s'orientent préférentiellement dans l'axe du chenal pour les stations en amont, tandis que pour les stations au large, les forts courants ne semblent pas être liés à une direction préférentielle.

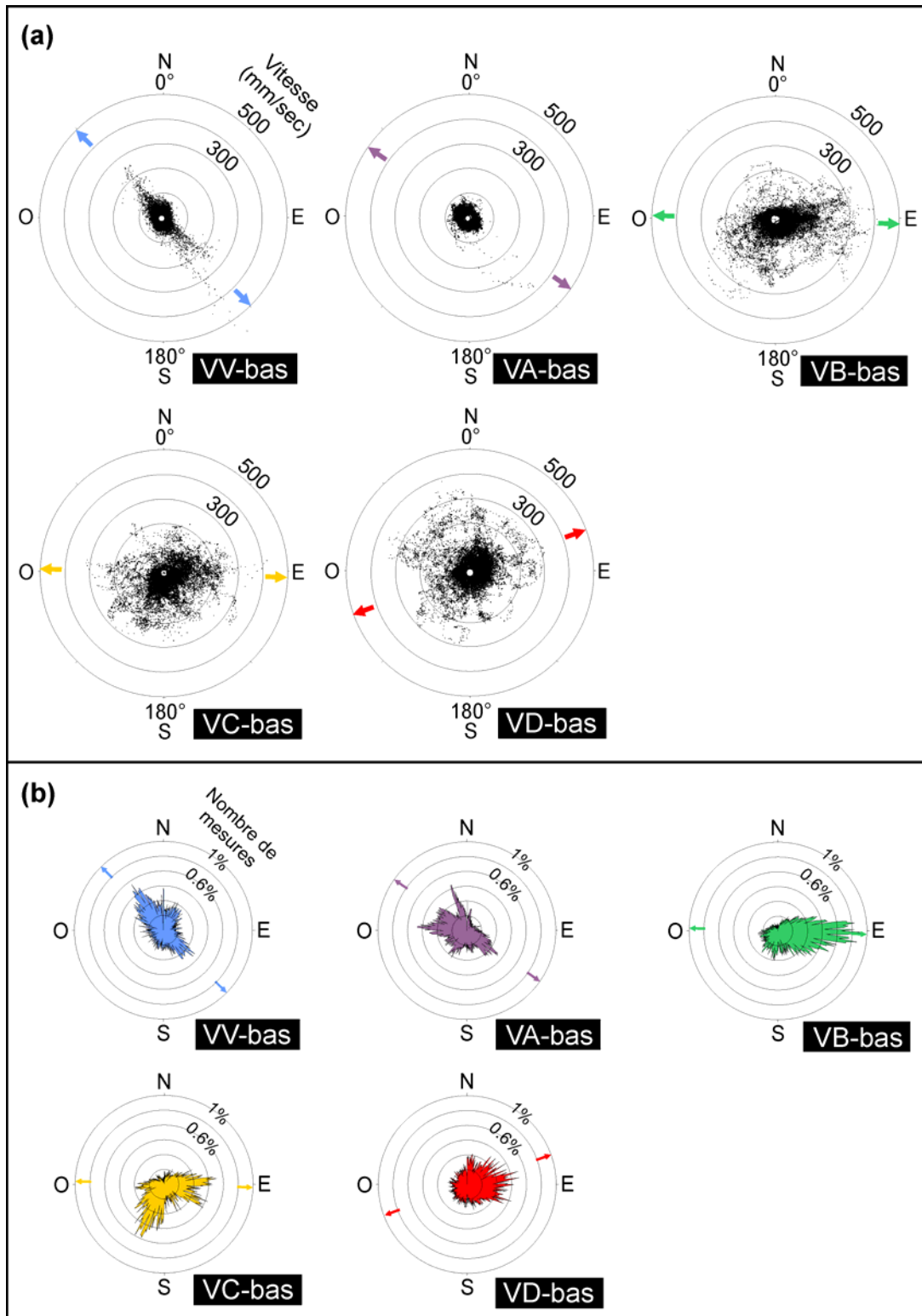


Figure IV-3: Représentation des courants en coordonnées polaires. (a) Mesures de vitesse et de direction des courants pour chaque mouillage. Chaque point correspond à une mesure, sa direction sur le cercle correspondant à sa direction et sa distance par rapport au centre indique la vitesse du courant. (b) Pourcentage du nombre de données dans chacune des directions. Les flèches de couleur sur les bords de cercle indiquent l'orientation de l'axe du chenal au niveau de la station.

Sur le graphique (b), qui donne le nombre de données dans chaque direction et donc la durée des courants portant dans ces directions, on observe plusieurs directions principales de courants avec:

- en VV: deux directions principales orientées NO et SE qui correspondent à l'axe du chenal, une direction secondaire orientée N et une direction tertiaire orientée NNE,
- en VA: deux directions principales orientées NNO et O, deux directions secondaires orientées NO et SE qui correspondent à l'axe du chenal et une direction tertiaire orientée SSO,
- en VB: une direction majeure orientée vers l'E fluctuant entre ENE et ESE et qui correspond à l'axe du chenal,
- en VC: une direction principale orientée SSO, et deux secondaires orientées E (correspondant à l'axe du chenal) et ESE,
- en VD: une direction principale dirigée vers ENE, mais qui fluctue entre N et ESE, et qui correspond globalement à l'axe du chenal.

1.1.2- Evolution des vitesses et directions des courants au cours de la période de mesure

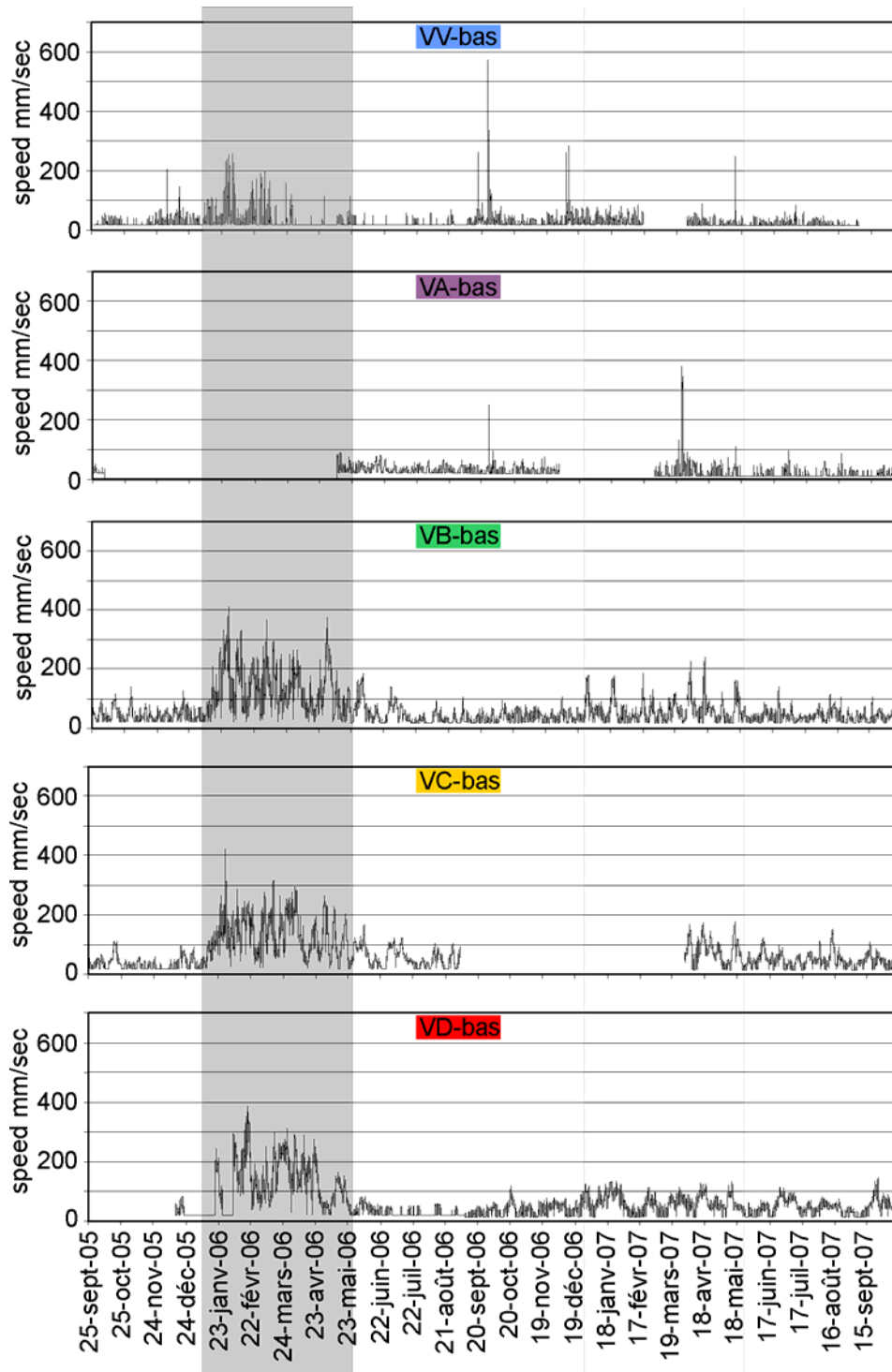


Figure IV-4: Vitesses des courants en fonction du temps sur les cinq courantmètres installés au niveau inférieur.

La Figure IV-4 montre les variations des vitesses de courant en fonction du temps. Sur les deux années d'analyse, on discerne deux tendances:

- De fin mai à fin décembre, les vitesses de courant sont relativement faibles et oscillent généralement entre 0 et 50 mm.s⁻¹ en VV et VA et entre 0 et 100 mm.s⁻¹ en VB, VC et VD.

- Entre fin décembre et fin mai, en période hivernale, les courants sont plus variables et globalement plus forts. Cette tendance est particulièrement visible entre fin décembre 2005 et fin mai 2006 (zoné gris foncé sur la Figure IV-4), où les vitesses oscillent généralement entre 0 et 200 mm.s⁻¹, et atteignent jusqu'à 250 mm.s⁻¹ en VV, 400 mm.s⁻¹ en VB et 420 mm.s⁻¹ en VC. Entre fin décembre 2006 et fin mai 2007 (zone gris clair sur la Figure IV-4), ces augmentations de courants oscillent généralement entre 0 et 60 mm.s⁻¹ en VV, entre 0 et 50 mm.s⁻¹ en VA, entre 0 et 180 mm.s⁻¹ en VB et VC, et entre 0 et 120 mm.s⁻¹ en VD.

Les oscillations de vitesse observées sur tous les mouillages sont caractérisées par des séquences d'augmentation, pic puis diminution des vitesses de courant. L'analyse spectrale permet de calculer les principales périodicités de ces séquences (chapitre III, paragraphe 2.4.3). Les principales périodes identifiées sont:

- En VV: 17 jours, 9,7 jours, entre 2,5 et 6 jours, 16,7 heures et 12 heures.
- En VA: 10 jours, 16,7 heures, et 12 heures.
- En VB: entre 10 et 20 jours, entre 3 et 6 jours, 16,7 heures et 12 heures.
- En VC: entre 9 et 17 jours, entre 2,5 et 6 jours, 16,7 heures et 12 heures
- En VD: 15 jours, 5 jours, 16,7 heures et 12 heures.

Globalement, 4 grandes périodicités sont donc communes avec une période allant de 10 à 20 jours, une période allant de 2,5 à 6 jours, une période de 16,7 heures, et une période de 12 heures. Les périodes de 12 heures et 16,7 heures sont respectivement dues à la marée semi diurne et aux oscillations d'inertie (provoquées par la force de Coriolis et définies par $f = 2\Omega\sin(\theta)$ avec Ω la rotation de la terre, 1 jour⁻¹, et θ la latitude).

Les séquences ne sont pas synchrones d'une station à l'autre. Le décalage peut être de quelques heures à quelques jours. De plus, les séquences ne débutent pas à la même station à chaque fois. Pour chaque séquence, l'augmentation puis la diminution de vitesse est progressive et s'échelonne sur la durée de la séquence.

Les variations des vitesses de courant indiquent deux tendances imbriquées. Pendant la période hivernale, entre mi-décembre et mi-mai, les courants sont globalement plus forts qu'entre mi-mai et mi-décembre. De plus, en dehors de la marée et des oscillations d'inertie, on observe tout au long de l'année des séquences d'augmentation puis diminution de vitesses, qui durent soit 10 à 20 jours, soit 2,5 à 6 jours.

1.2- La température

Sur les deux années d'analyse (Figure IV-5), les températures varient généralement entre 13,1°C et 13,3°C sur les mouillages VA, VB, VC et VD, tandis que les écarts de températures sont plus forts en VV, avec des températures variant de 13°C à 13,5°C.

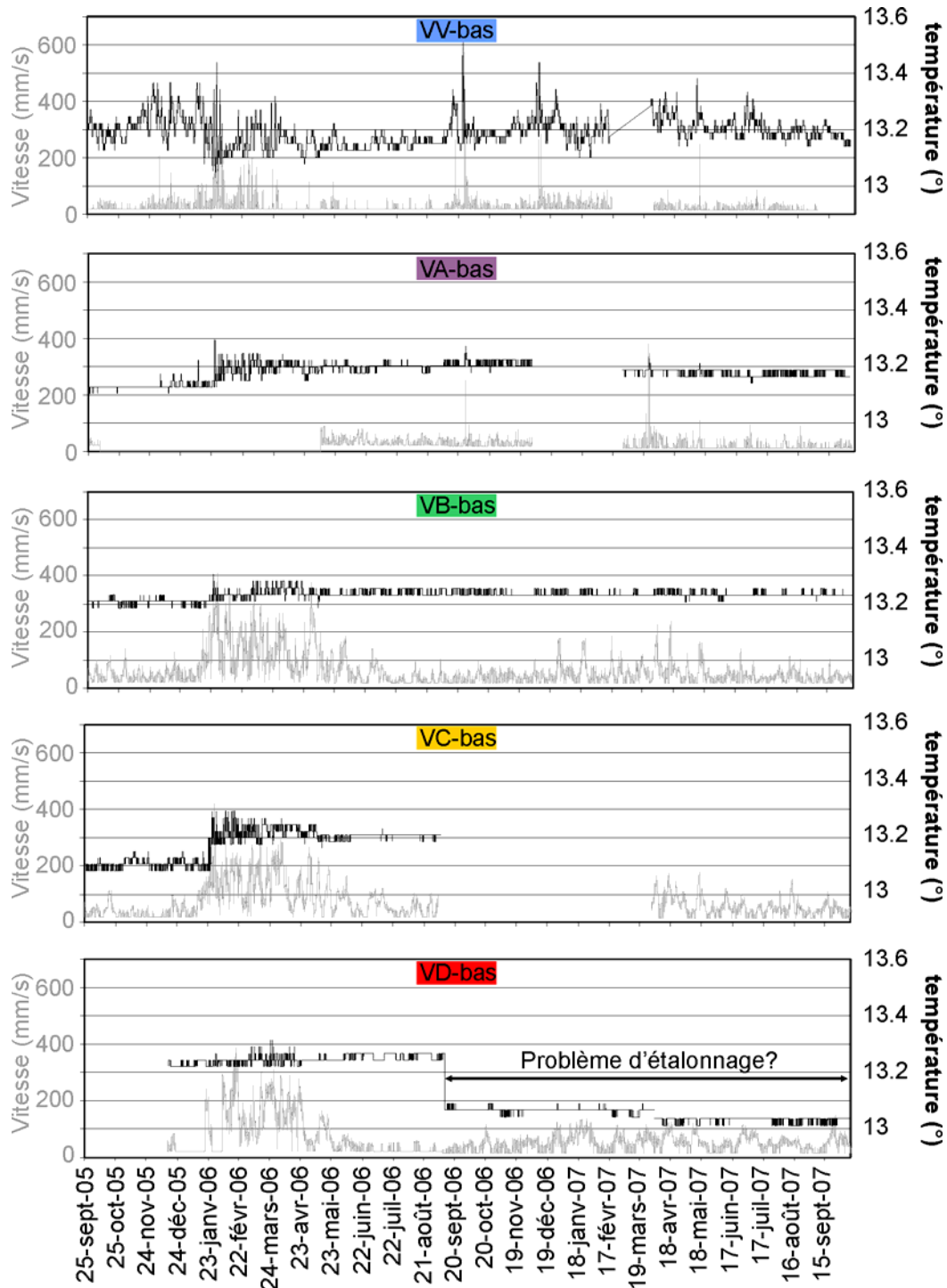


Figure IV-5: Variation des températures et des vitesses de courant au cours du temps sur les courantomètres du bas.

En VA, VB, VC et VD, la variation des températures dans le temps montre:

- Une température stable entre septembre 2005 et fin janvier 2006, avec des valeurs moyennes de 13,15°C en VA, 13,2°C en VB, 13,1°C en VC et 13,24°C en VD.
- Une augmentation à partir de fin janvier 2006 en VA, VB et VC, avec des températures qui atteignent 13,22°C, 13,25°C, et 13,24°C respectivement. L'augmentation en VD a lieu début mars, avec une température de 13,26°C. Cette période dure jusqu'à la fin mars 2006 en VA, mi-avril en VB et VD et jusqu'à début mai en VC.

- Une température stable au-delà de ces dates, autour de 13,2°C en VA et VC, 13,23°C en VB et 13,25 en VD.

En VV, l'évolution globale des températures dans le temps montre que:

- les températures oscillent beaucoup entre septembre 2005 et fin avril 2006, sont plus stables jusqu'à mi-septembre 2006, puis recommencent à osciller au-delà.
- Les oscillations sont particulièrement fortes entre le 25 janvier et le 4 février 2006, avec des températures qui fluctuent entre 13,03°C et 13,45°C.
- Avant cette période, la température moyenne est de 13,22°C. Suite à cette période, un net refroidissement est observé avec une température moyenne autour de 13,15°C. Puis la température moyenne repasse autour de 13,2°C lors des oscillations de la mi-septembre 2006.

Si l'on compare l'évolution des températures avec l'évolution des vitesses de courant, on voit que globalement, les températures augmentent et oscillent plus pendant la période de forte activité des courants enregistrée durant l'hiver 2005-2006. L'augmentation moyenne des températures débute cependant environ un mois après le début de cette période.

1.3- Les flux particuliers et la composition des particules

Les flux particuliers calculés sont intégrés à la durée de récupération de chaque godet, c'est-à-dire sur 9 jours. Pour calculer les flux particuliers journaliers, on divise le poids de sédiment récupéré dans un godet par la surface de collecte du piège et par le nombre de jours pendant lesquels le godet a fonctionné.

La composition des particules est déterminée sur la période recouvrant septembre 2005 à fin avril 2006 sur toutes les stations exceptée VD. La stratégie déployée pour l'étude lithologique est fondée sur la détermination des composants biogène et terrigène. L'abondance de ces composants reflète l'importance relative des sources de sédiments et permet une meilleure compréhension des processus sédimentaires. Dans notre étude, le pôle biogène se compose généralement de diatomées, de radiolaires, de nanoplanctons (coccolithophoridés), de spicules d'éponges et de foraminifères. Le pôle terrigène se compose en majorité de carbonates détritiques, de quartz, de feldspaths et de micas, mais également de débris végétaux, bouts de bois et matière organique amorphe. On range également dans le pôle terrigène les foraminifères fossilisés et les espèces non actuelles de coccolithophoridés datés du Mésozoïque (Giraudeau, 2007, comm. pers.) et provenant des chaînons calcaires subalpins (Figure II-4).

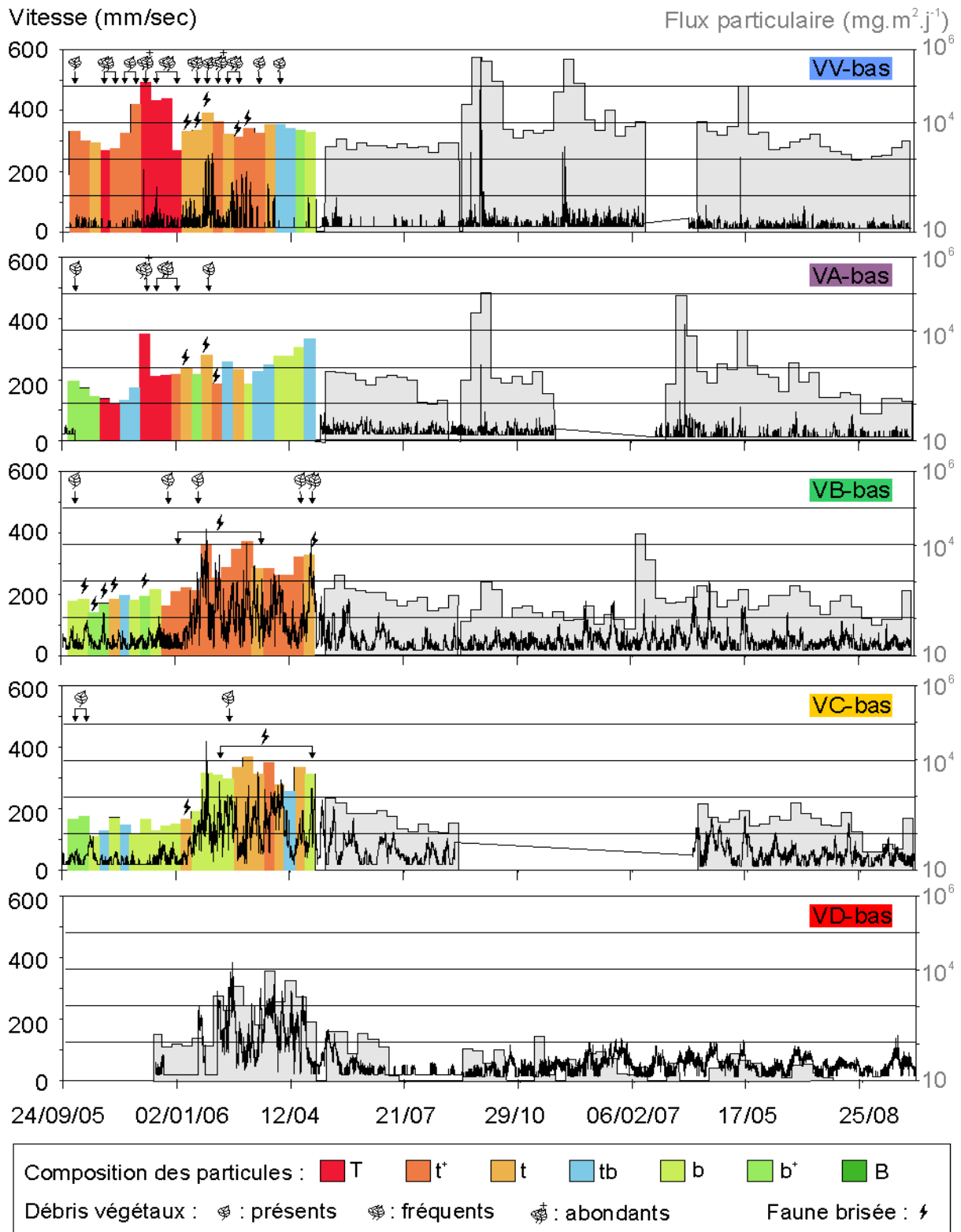


Figure IV-6: Variation des flux particulaires (échelle logarithmique) et des vitesses de courants sur les 2 années d'analyses au différents mouillages. Les flux particulaires en couleur représentent les godets pour lesquels la composition des particules, la présence de débris végétaux et l'état des coquilles et tests ont été déterminés (T = exclusivement terrigène, t⁺ = large dominance terrigène, t = dominance terrigène, tb = terrigène équivalent au biogène, b = dominance biogène, b⁺ = large dominance biogène, B = exclusivement biogène).

Les flux particuliers varient fortement dans l'espace et dans le temps (Figure IV-6).

La comparaison d'un mouillage à l'autre permet de mettre en évidence une décroissance exponentielle des flux particuliers avec la distance depuis l'embouchure du fleuve Var, puisque la moyenne calculée sur deux ans est de $34 \text{ g.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$ à 9,2 km de l'embouchure (en VV), de $4 \text{ g.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$ à 25,2 km (en VA), de $1,2 \text{ g.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$ à 43,8 km (en VB), de $1,1 \text{ g.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$ à 46,3 km (en VC) et de $0,5 \text{ g.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$ à 65,5 km (en VD). L'influence du fleuve dans les apports de particules est également mise en évidence par la composition des particules, puisqu'à VV, la proportion de particules terrigènes est plus forte qu'aux autres stations (80% en moyenne sur VV, contre 52% en VA, 64% en VB et 45% en VC). On observe également plus souvent des fragments végétaux en VV qu'aux autres stations.

La variation des flux particuliers sur les 2 années d'analyse montre qu'il existe un facteur 1000 entre les flux les plus forts et les plus faibles. Ainsi, les valeurs varient entre 1,5 et $597 \text{ g.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$ en VV, entre 0,1 et $105 \text{ g.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$ en VA, entre 0,05 et $20 \text{ g.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$ en VB, entre 0,082 et $11,4 \text{ g.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$ en VC et entre 0,008 et $9,1 \text{ g.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$ en VD. Les flux sédimentaires dans le temps ont été comparés avec les vitesses de courant. D'une manière générale, on constate une corrélation entre vitesse des courants et flux particuliers (Figure IV-6), avec par exemple des flux plus importants pendant la période énergétique de décembre 2005 à fin mai 2006. En VV, VB et dans une moindre mesure en VC, on constate que ces forts flux sont associés à une augmentation de la proportion de particules terrigènes. Sur la fraction biogène, on observe également que les coquilles et tests sont majoritairement brisés pendant cette période. Pendant les périodes où les vitesses de courants n'excèdent pas les 100 mm.s^{-1} , les flux particuliers ne dépassent jamais $1 \text{ g.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$ en VA, VB, VC et VD. La fraction biogène des particules est alors plus importante sans toutefois excéder 80%. De mi-septembre 2005 à mi-février 2006, la fraction biogène présente une forte proportion de diatomées et autres organismes siliceux. De mi-février à fin-mars, la proportion d'organismes siliceux diminue et ce sont les faunes calcaires qui dominent. Le changement observé mi-février correspond à la fin du bloom printanier couramment observé en Méditerranée (Vidussi et al., 2000; Marty et al., 2002).

Le graphique V-7 présente une étude statistique des vitesses moyennées sur 9 jours, *i.e.* la durée de chaque godet. La courbe blanche donne la vitesse moyenne intégrée sur la durée du godet, tandis que la courbe noire donne la vitesse maximale enregistrée au cours d'un godet et sa date correspondante. Ce graphique permet de mettre en évidence que les flux particuliers se corrèlent avec les pics de vitesses maximales plutôt qu'avec les vitesses moyennées sur 9 jours.

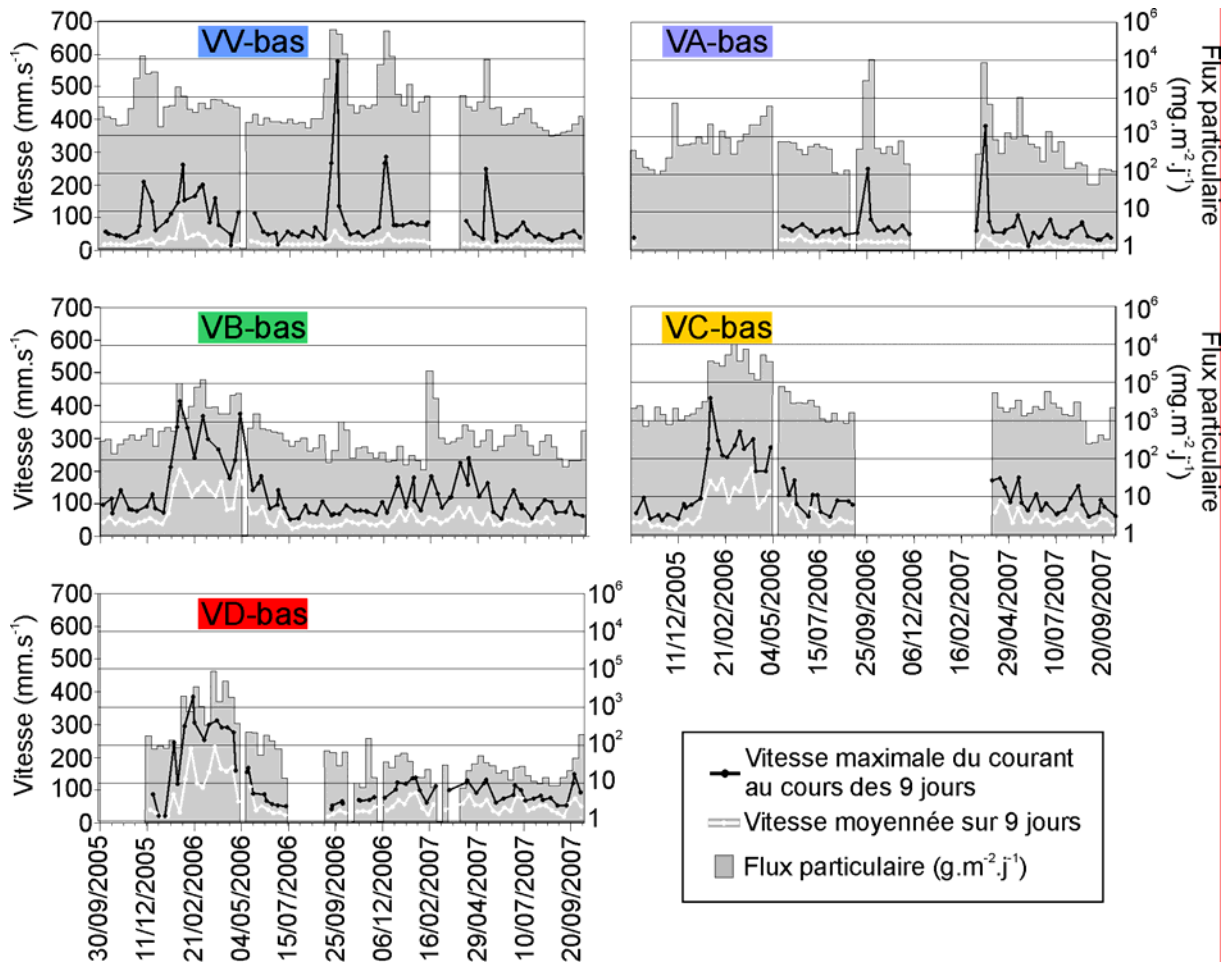


Figure IV-7: Corrélations entre le flux particulaire et la vitesse des courants. Courbes noires: vitesse instantanée maximale ; courbes blanches: vitesse moyenne sur 9 jours.

Les flux et les compositions particulaires varient fortement dans le temps et l'espace. La variabilité spatiale se traduit par une décroissance exponentielle des flux particulaires avec la distance depuis l'embouchure du fleuve Var, associée à une diminution des apports terrigènes. La variabilité temporelle est reliée à la vitesse des courants. Plus les vitesses de courant sont élevées, plus les flux particulaires sont forts, et plus la proportion de particules terrigènes augmente.

2- Les événements particuliers

Sur les stations VV et VA, on observe des pics de vitesses remarquables, qui ne s'inscrivent pas dans les séquences précédemment décrites. Ces événements durent entre 4 et 27 heures et sont caractérisés par une augmentation drastique de la vitesse. La direction de ces courants est toujours la même, avec des orientations comprises entre 135° et 155° pour VV et 135° et 185° pour VA. Ces courants sont donc toujours dirigés vers l'aval du chenal. Une augmentation des températures est généralement associée à ces événements (Figure IV-9). Elle est souvent forte en VV (au maximum de 0,35°C en 12 heures) et peu marquée en VA (au maximum de 0,005°C). Enfin, ces événements sont caractérisés par une forte augmentation du flux particulaire, qui s'échelonne sur un ou plusieurs godets. Les mesures granulométriques effectuées ponctuellement sur deux de ces événements indiquent un sédiment argilo-silteux, mal classé, avec un D50 de 10 µm et un D90 avoisinant les 50 µm.

On dénombre six événements de ce type en VV, dont au moins deux (voire trois) ont pu être également observés en VA. Un événement supplémentaire n'est observé qu'en VA (Figure IV-8).

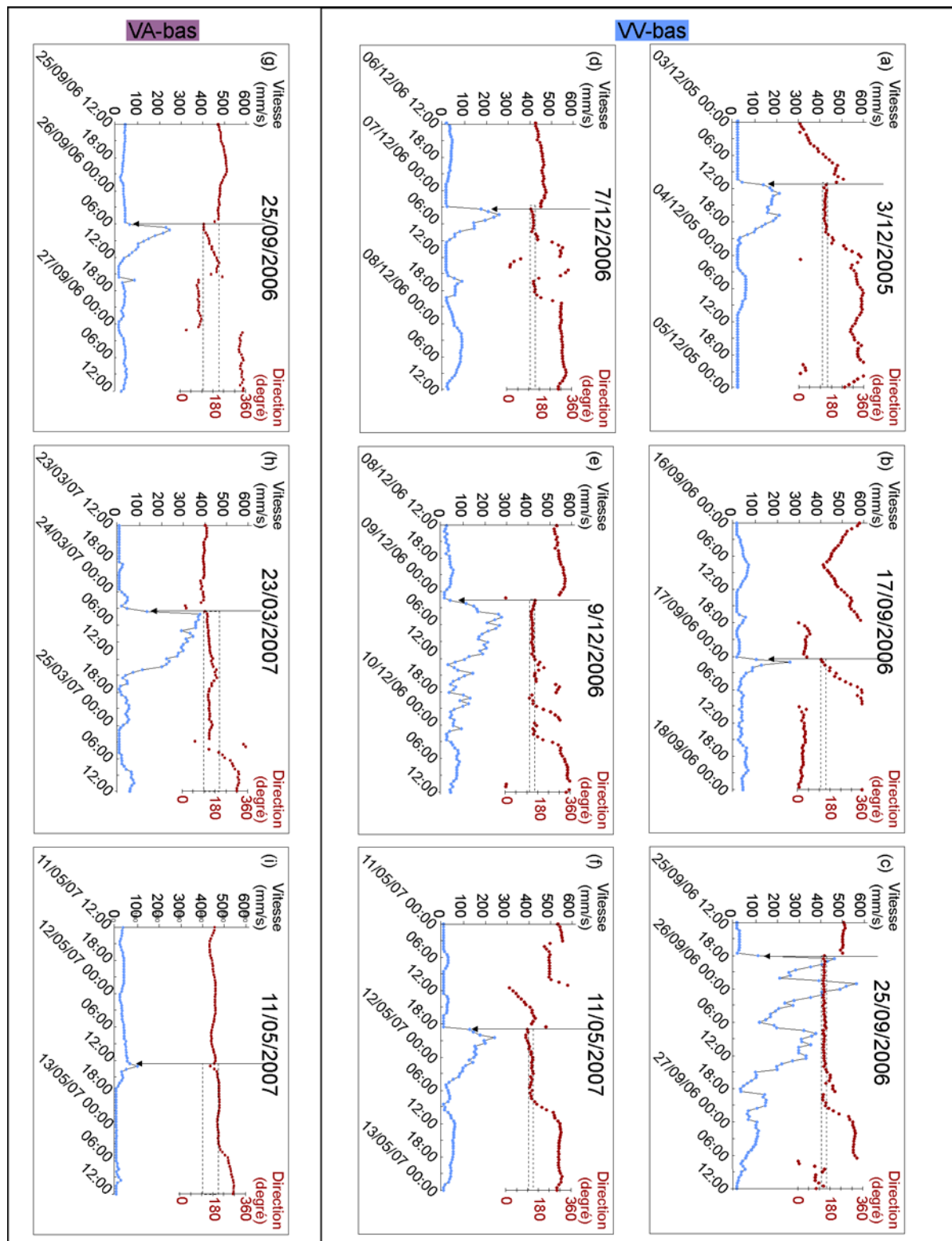


Figure IV-8: Détail des valeurs de vitesse et direction des courants lors des événements particuliers observés en VV et VA.

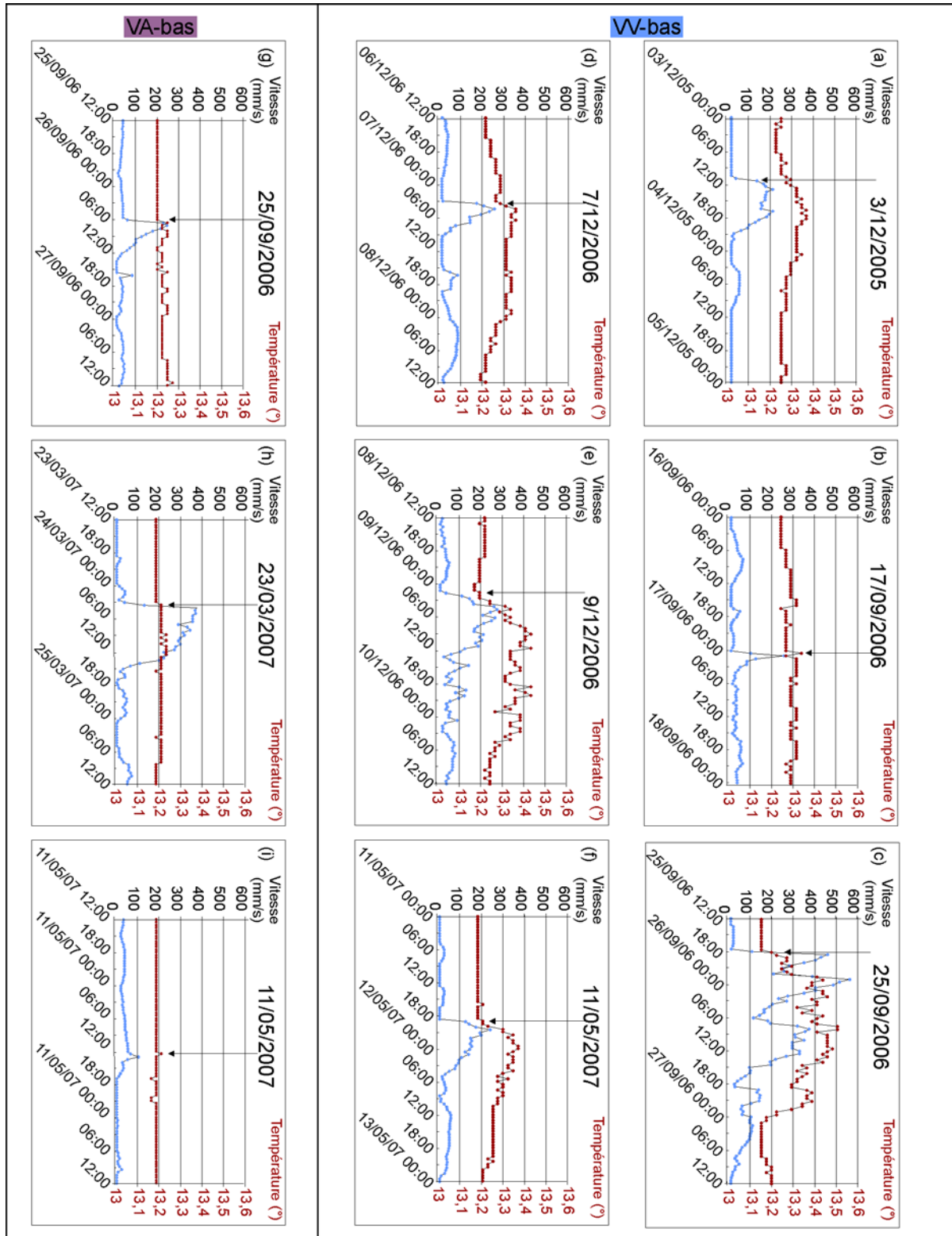


Figure IV-9: Détail des valeurs de vitesse des courants et des températures lors des événements particuliers observés en VV et VA.

Le premier événement est daté du 3 décembre 2005 et est observé en VV (Figure IV-8a). Sa durée est de 11 heures. La courbe de variation des vitesses est double avec un premier pic de vitesse à 208 mm.s^{-1} deux heures après le début de l'événement puis un second pic quatre

heures plus tard. L'augmentation de la température, progressive, s'échelonne sur six heures et passe ainsi de 13,24°C à 13,36°C (Figure IV-9a). Le godet en place à cette date sur le piège à particule est rempli de 54,9 grammes de sédiments exclusivement d'origine terrigène, avec des carbonates détritiques, des coccolithophoridés remaniés en provenance de la chaîne subalpine, du quartz, du mica, du feldspath, des fragments de végétaux et de la matière organique amorphe (Figure IV-6).

En VA, le courantomètre mis en place ne fonctionnait pas lors de cet événement. Cependant, on observe une très forte augmentation du flux particulaire dans le godet en place à cette date, avec une valeur de 7,80 g.m⁻².j⁻¹ contre 0,28 g.m⁻².j⁻¹ pour le godet précédent. De plus, les particules sont entièrement d'origine terrigène, avec les mêmes composants qu'en VV, contrairement au godet correspondant à la période précédente de 9 jours, qui était composé de matériel hémipélagique.

Le second événement débute en VV le 17 septembre 2006 à 00h30 (Figure IV-8b). Il dure 4 heures et est caractérisé par une augmentation brutale de la vitesse qui atteint 265 mm.s⁻¹ en moins d'une heure, puis d'une diminution progressive en 3 heures. L'augmentation de vitesse est corrélée avec l'augmentation de température, qui passe de 13,27°C à 13,34°C (Figure IV-9 b). Le flux particulaire passe de 2,7 g.m⁻².j⁻¹ dans le godet précédent à 30,6 g.m⁻².j⁻¹ dans le godet en place à cette date (Figure IV-6).

Cet événement ne s'observe pas en VA.

Le troisième événement débute le 25 septembre 2006 à 18h00 en VV et dure 27 heures (Figure IV-8c). La courbe de variation de vitesse montre une augmentation brutale de la vitesse jusqu'à une valeur de 468 mm.s⁻¹, suivie d'une évolution en dent de scie, avec un pic maximal qui atteint 572 mm.s⁻¹. L'évolution des températures, en dent de scie également, montre une augmentation progressive depuis une valeur de 13,15°C jusqu'à une valeur maximale de 13,31°C (Figure IV-9c). Le flux particulaire calculé à partir du godet associé à cet événement est de 462,4 g.m⁻².j⁻¹ (Figure IV-6). On observe cependant que les flux ont encore des valeurs très fortes dans les 2 godets suivants, comparés au flux moyens enregistrés autour de cette date.

Le même événement se retrouve également en aval, sur le mouillage VA. Il débute le 26 septembre à 6h00 et dure 7h30 (Figure IV-8g). Il est caractérisé par un brusque pic de vitesse qui atteint 251 mm.s⁻¹, par une augmentation de température, qui passe de 13,2°C à 13,25°C (Figure IV-9g) et une augmentation du flux particulaire qui s'étale sur 18 jours (2 godets) avec une valeur moyenne de 67,8 g.m⁻².j⁻¹ (Figure IV-6).

Le quatrième événement débute en VV le 7 décembre 2006 à 3h30 et dure 5h30 (Figure IV-8d). La vitesse augmente en 1h30 jusqu'à un pic de 265 mm.s⁻¹ puis diminue progressivement. La température suit le même schéma de variation et passe de 13,27°C à 13,36°C (Figure IV-9d). Le flux particulaire associé à cet événement est observé sur un seul godet et atteint une valeur de 30,6 g.m⁻².j⁻¹ (Figure IV-6).

Le mouillage VA n'étant pas en place à ce moment là, il est impossible de savoir si cet événement a atteint la Vallée Supérieure du système du Var.

Le cinquième événement débute en VV le 9 décembre 2006 à 1h30 et dure 27 heures jusqu'à ce que la direction change (Figure IV-8e). La courbe de variation des vitesses montre une augmentation en 3 heures jusqu'à un pic de 283 mm.s⁻¹, puis une diminution en dent de scie. Par la suite, on observe 2 autres petits pics de vitesse dont l'orientation est dans l'axe du chenal. Chacun de ces petits pics dure deux heures et les vitesses atteignent 130 et 100 mm.s⁻¹ respectivement. La température passe de 13,17°C à 13,43°C en 7h30 puis reste très variable

pendant la durée de l'événement (Figure IV-9e). Le flux particulaire associé à cet événement s'échelonne sur 24 jours avec une valeur moyenne de $246 \text{ g.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$.

Tout comme pour l'événement du 7 décembre, le mouillage VA n'était pas à l'eau à ce moment là. Il nous est impossible de savoir si cet événement a atteint la Vallée Supérieure du système du Var.

Le sixième événement a lieu le 24 mars 2007 en VA (Figure IV-8g). Le courantomètre situé en VV ne fonctionnait pas à ce moment-là, mais les flux particuliers enregistrés à cette date ne semblent pas anormalement élevés, ce qui semble indiquer que cet événement s'est initié entre les deux zones de mouillage. En VA, l'événement débute à 3h30 et dure 12h00. La vitesse augmente brutalement jusqu'à une valeur de 381 mm.s^{-1} puis décroît progressivement ensuite. L'augmentation de température est minime et passe de $13,19^{\circ}\text{C}$ à $13,21^{\circ}\text{C}$ puis à $13,24^{\circ}\text{C}$ (Figure IV-9g). Le flux particulaire associé à cet événement est observé sur 18 jours et est en moyenne de $21 \text{ g.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$ (Figure IV-6).

Le septième événement débute en VV le 11 mai 2007 à 19h00 et dure 10 heures (Figure IV-8f). La courbe de variation des vitesses montre une augmentation brutale de la vitesse pendant 2 heures jusqu'à atteindre la valeur de 248 mm.s^{-1} puis une diminution progressive. La température passe de $13,19^{\circ}\text{C}$ à $13,38^{\circ}\text{C}$ (Figure IV-9f). Le flux particulaire associé à cet événement est observé sur la durée d'un seul godet et atteint $97,8 \text{ g.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$ (Figure IV-6).

En VA, l'événement débute le 12 mai à 12h30 d'après le changement de direction des courants, et dure 2 heures (Figure IV-8i). L'augmentation de la vitesse dure 1 heure et atteint la valeur de 110 mm.s^{-1} . La température passe de $13,19^{\circ}\text{C}$ à $13,21^{\circ}\text{C}$ pendant $\frac{1}{2}$ heure (Figure IV-9i). Le flux particulaire associé à cet événement est observé sur la durée d'un seul godet et est en moyenne de $10,5 \text{ g.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$ (Figure IV-6).

On dénombre sept événements particuliers, qui durent entre 4 et 22 heures. Ils sont toujours dirigés vers l'aval du chenal et sont principalement caractérisés par une augmentation de la vitesse du courant, de la température et du flux particuliers. Ces événements ont généralement lieu dans le canyon du Var et peuvent parfois être observés dans la Vallée Supérieure. Les caractéristiques de chacun de ces événements sont récapitulées dans le tableau IV-1.

C. Mécanismes à l'origine des courants et flux particuliers enregistrés dans le système

1. Les tendances générales – Rôle de la circulation locale

La présence de courants supérieurs à 15 mm.s^{-1} en continu tout au long des deux années d'analyse suggère une origine hydrodynamique liée à la circulation marine locale. Le principal courant observé dans le bassin Ligure est le Courant Nord, précédemment nommé Courant Liguro-Provençal (Milot, 1987a). Les oscillations de vitesses enregistrées dans nos mesures, de périodes 2,5 à 6 jours et 10 à 20 jours ainsi que l'intensification de ces oscillations entre fin décembre et fin mai (Figure IV-4), sont comparables à celles observées dans l'ensemble de la Méditerranée, par exemple dans les canyons de Foix (Puig et al., 2000) ou de Palamós (Palanques et al., 2005) et sont caractéristiques de ce courant (Sammari et al., 1995).

Milot (1987b) définit le Courant Nord comme un courant s'écoulant généralement vers l'Ouest parallèlement aux isobathes de la pente continentale, et dont l'extension latérale n'excède pas quelques dizaines de kilomètres et la profondeur quelques centaines de mètres. Le Courant Nord devient plus intense, plus resserré près des côtes et plus profond pendant la

période de tempête entre mi-décembre et mi-mai (Taupier-Letage et Millot, 1985; Alberola, 1995). Pendant cette période, le courant développe des instabilités qui prennent par exemple la forme de petits tourbillons au large de la Corse (Millot, 1991; Fuda et al., 2000). Dans le bassin Ligure, ces instabilités se traduisent par la mise en place d'une branche de courant dirigée perpendiculairement à la côte (Wald, 1985) et par la formation de méandres (i.e. d'embryons de tourbillons) (Millot, 1991). L'influence de ces méandres s'étend à toute la colonne d'eau et ils peuvent générer des courants dont les vitesses dépassent largement 100 mm.s^{-1} près du fond (Sammari et al., 1995). L'influence de ces méandres pourrait ainsi expliquer les courants observés dans nos mesures en VB, VC et VD, situés à plus de 1000 mètres de profondeur d'eau (Figure IV-2) voire 2000 m pour les stations au large. Nos mesures sont en accord avec des observations similaires faites à 2000 m de fond par Millot et Monaco (1984) et Taupier-Letage et Millot (1985). Les diverses directions de courant observées (Figure IV-3) seraient dues au passage des méandres (Sammari et al., 1995).

A chaque station, on observe toujours l'axe du chenal comme une des composantes de la direction des courants (Figure IV-2). Cette observation tend à montrer que la topographie du fond peut influencer le cheminement des courants. Cette tendance est particulièrement visible au niveau de la station VV, où les courants sont capturés par le canyon du Var et produisent des oscillations amont-aval.

L'augmentation du flux particulière pendant les périodes de forte activité du Courant Nord, associée à une forte proportion de faunes brisées et à un enrichissement en particules terrigènes suggère des phénomènes de resuspension. L'hypothèse d'un apport de particules par les courants de fond dans les pièges se confirme en comparant les résultats présentés ici avec les données disponibles sur les pièges situés à une profondeur moindre, dans lesquels les flux particuliers n'augmentent pas (Khripounoff et al., comm. pers.). Cette interprétation va dans le même sens que celle proposée par Martín et al. (2009) qui avaient observé que les flux particuliers mesurés par Guidi-Guilvard (2002) en VD à 2000 m de profondeur étaient largement supérieurs à ceux mesurés par Miquel et al. (1994) à 200 et 1000 m de profondeur sur une zone située à 24 km de la côte ouest de la Corse.

2. Les événements particuliers – Enregistrement du passage d'écoulements gravitaires

Les événements particuliers sont des courants initiés en amont et se déplaçant vers l'aval du chenal. Ils sont caractérisés par une augmentation brutale de la vitesse et de la turbidité. Ces caractéristiques suggèrent qu'il s'agit d'écoulements gravitaires. Une interprétation similaire avait été proposée par Genesseeux et al. (1971) à partir de mesures de courant réalisées dans le canyon du Var. Plusieurs types d'écoulement gravitaire ont déjà été identifiés au sein du système turbiditique du Var. De précédents travaux (Mulder et al., 1998) ont ainsi recensé l'existence (i) de courants de turbidité embrasés résultant de la transformation de grands glissements en masse (Piper et Savoye, 1993), (ii) de courants de turbidité de taille réduite et de faible densité générés par des ruptures superficielles des sédiments de surface à cause d'une surcharge sédimentaire (Mulder et al., 1996b), et de courants de turbidité hyperpycniaux générés par les crues du fleuve Var (Mulder et al., 2001a). Bien que les mesures de débit du fleuve Var soient incomplètes durant les deux années d'analyse, Khripounoff et al. (2009) ont observé que les événements turbiditiques enregistrés par nos instruments sont pour la plupart synchrones à des crues du fleuve Var. De ce fait, les auteurs les ont interprétés comme étant des courants de turbidité hyperpycniaux (Khripounoff et al., 2009). Sans rejeter cette hypothèse, nous énumérerons ici plusieurs points qui suggèrent une interprétation alternative pour certains événements, portée par une analyse fine des différentes caractéristiques du

courant (évolution des vitesses, composition sédimentaire, distance d'extension), mais aussi par les mesures plus détaillées des débits du fleuve.

Avec des vitesses de courant n'excédant pas $0,6 \text{ m.s}^{-1}$ (Figure IV-8), des particules transportées n'excédant pas la taille du sable fin, et une extension longitudinale limitée (on ne retrouve pas ces événements au-delà de la Vallée Supérieure), on estime que les courants gravitaires enregistrés au cours des deux années d'analyses ne peuvent pas être des courants de turbidité majeurs. En ce sens, d'après la classification des écoulements gravitaires recensés par Mulder et al. (1998) dans le système turbiditique du Var, on peut supposer que les événements enregistrés par nos stations peuvent être des courants de turbidité de faible intensité. Afin d'identifier le processus responsable des courants observés, il nous faut dans un premier temps recenser les différents critères utilisables pour différencier ces courants gravitaires entre eux.

Le premier critère, évident, est de savoir si l'événement gravitaire enregistré est synchrone ou non avec une crue du fleuve, et si l'amplitude de cette crue est suffisante pour générer un écoulement hyperpycnal. Dans le cas du fleuve Var, Mulder et al. (1997b) ont estimé que pour une salinité moyenne de 35 g.l^{-1} à l'embouchure, la charge sédimentaire nécessaire à l'initiation d'un courant de turbidité hyperpycnal est comprise entre 40 et 44 kg.m^{-3} . La relation entre charge solide en suspension et débit liquide du fleuve, basée sur l'équation donnée par Leopold et Maddock (1953) a été calibrée dans le cas du fleuve Var par Mulder et al. (1997b) grâce aux mesures de Laurent (1971) (voir chapitre II paragraphe 4.5). Cette relation permet d'estimer que le débit liquide nécessaire à l'initiation d'un courant de turbidité hyperpycnal est compris entre 1227 et $1246 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ (Figure IV-10, courbe 1). Le seuil pourrait être abaissé à $620 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ dans le cas de crues succédant à des périodes de sécheresse (Figure IV-10, courbe 2).

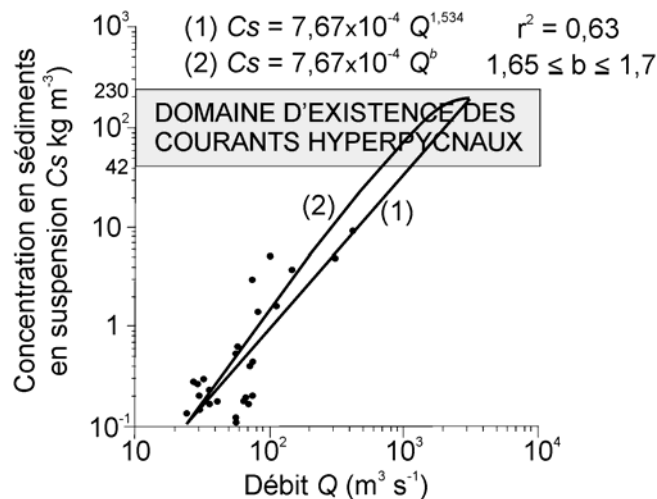


Figure IV-10: Relation entre la charge solide en suspension (C_s) et le débit (Q) à l'embouchure du Var (Mulder et al., 1997b). 1: Données d'après Laurent (1971); 2: courbe des débits correspondant à des charges solides pour des crues déclenchées après des périodes de sécheresse.

Les mesures de débits disponibles sur la période d'analyse révèlent que sur les 7 événements enregistrés sur les mouillages VV et VA, quatre événements ont lieu pendant une crue du fleuve Var, les 16 et 25 septembre 2006 et les 7 et 8 décembre 2006 (Figure IV-1a). Pour les 3 autres événements, les mesures de débits au Pont Napoléon III ne sont pas disponibles.

L'événement du 3 décembre 2005 est néanmoins synchrone avec un débit supérieur à la moyenne à la station Broc sur l'Estéron (Figure IV-1b).

Le délai séparant le pic de crue enregistré au Pont Napoléon III et le pic de courant correspondant au passage de l'écoulement gravitaire en VV est de 22 heures pour l'événement du 17 septembre 2006, de 6 heures pour celui du 25 septembre, de 3h30 pour celui du 7 décembre et de 5 heures pour celui du 9 décembre (Figure IV-11). L'événement du 17 septembre 2006 se déclenche bien plus tard que les autres événements, ce qui pourrait faire penser que l'écoulement gravitaire ne correspond pas au prolongement direct de la crue du fleuve en écoulement hyperpycnal.

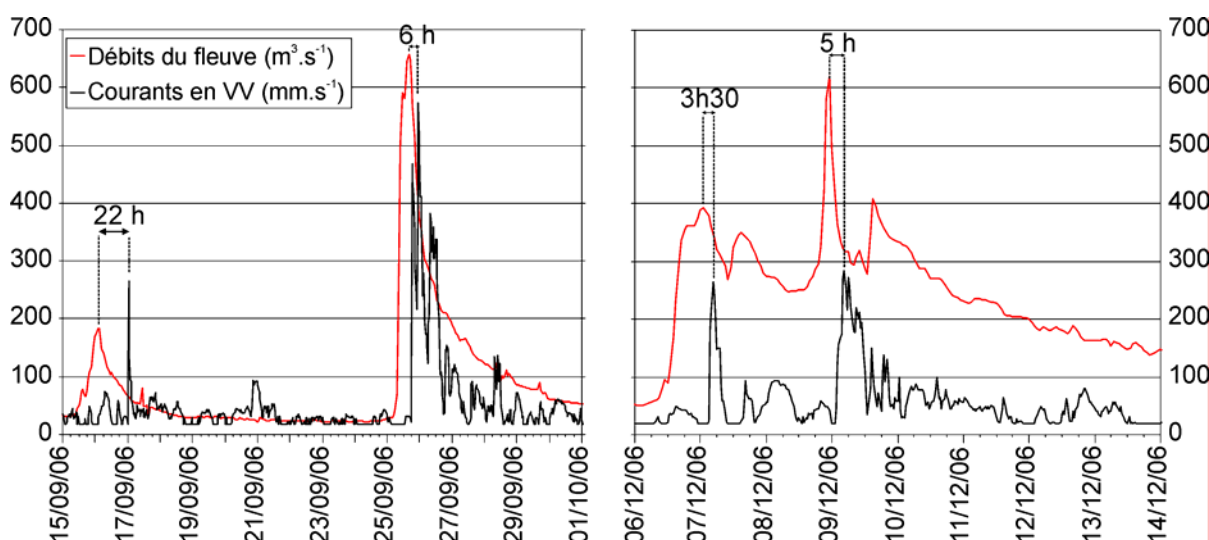


Figure IV-11: Détail des débits du fleuve Var mesurés au Pont Napoléon III (courbes rouges) et des vitesses de courants au mouillage VV (courbes noires) pendant les quatre crues de septembre et décembre 2006 pour lesquelles les mesures de débits étaient disponibles.

Sur les quatre crues enregistrées en 2006, seules deux ont potentiellement atteint le débit minimal nécessaire au déclenchement d'un écoulement hyperpycnal. Ainsi, les débits pendant les crues du 25 septembre et du 8 décembre 2006 ont atteint 658 et $621 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ respectivement. Cependant, ces crues ne font pas suite à des périodes de sécheresse et ne peuvent donc théoriquement pas générer un courant de turbidité hyperpycnal. Pourtant, les travaux de Maxworthy (1999), de Parsons et al. (2001) et de Felix et al. (2006) nous ont appris que des courants hyperpycnaux pouvaient être générés à partir de crues de faible intensité suite à des phénomènes de reconcentration.

De par leur mécanisme de formation, les bouffées turbides et les courants de turbidité hyperpycnaux ont un comportement hydrodynamique différent. Les bouffées turbides et autres courants de turbidité sont générés par la mobilisation d'une quantité limitée de matériel (Ravenne et Beghin, 1983) et durent quelques minutes à quelques jours. Ils sont caractérisés par une diminution générale de la vitesse et de la concentration particulière depuis la tête jusqu'à la queue de l'écoulement (Felix, 2002). Typiquement, la vitesse de l'écoulement en un point donné atteint rapidement un maximum alors que la tête passe, puis le courant diminue à mesure que passent le corps puis la queue de l'écoulement (Figure 1 dans Kneller et Buckee, 2000). La vitesse peut cependant rester quasiment constante pendant quelque temps (e.g. 2-3 h dans le cas du courant de turbidité de 1929 à Grand Banks ; Piper et al., 1988). *A contrario*, les courants de turbidité hyperpycnaux étant le prolongement direct en mer d'une crue d'un fleuve, une de leurs principales caractéristiques est leur alimentation en continu durant une

période de temps relativement longue, de quelques heures à quelques mois (cf. Mulder et Syvitski, 1995; Mulder et Syvitski, 1996; Skene et al., 1997). Un autre aspect particulier de la dynamique des courants de turbidité hyperpycnaux est que l'évolution temporelle de leur vitesse est reliée à l'hydrogramme des crues (Mulder et al., 2003). En ce sens, la vitesse de cet écoulement augmente puis diminue dans le temps, en relation avec la montée en charge du fleuve puis sa décrue.

L'évolution des vitesses dans le temps des bouffées turbides telle qu'elle a été décrite dans la littérature a pu être observée en milieu naturel, par des mouillages mis en place dans des canyons. Dans le canyon du Zaïre, le courant de turbidité enregistré par Khripounoff et al. (2003) dure au minimum 10 heures et le pic de vitesse est atteint en moins d'une heure. Dans le canyon de Palamós, les courants de turbidité (générés par des déstabilisations de pente suite aux passages de dragues sur fond) durent entre 1 à 6 heures et le pic de vitesse est également atteint en moins d'une heure (Palanques et al., 2006). L'instrumentation d'un canyon au large de l'embouchure d'une rivière en crue est particulièrement difficile et l'évolution temporelle des vitesses d'un courant turbiditique hyperpycnal n'a pu, à ma connaissance, être encore observé directement en milieu marin.

La durée des événements enregistrés dans les mouillages VV et VA, qui s'échelonne entre 2 et 17 heures ne semble pas être un critère de reconnaissance du type d'écoulement gravitaire dans la mesure où cette durée peut être observée dans les 2 cas. Les profils de vitesse des sept événements enregistrés dans les mouillages VV et VA sont variables (Figure IV-8). L'augmentation des vitesses est brusque et dure moins d'une heure pour les événements du 16 et du 25 septembre 2006 en VV, et les événements du 24 mars et 12 mai 2007 en VA. L'évolution temporelle des vitesses montre une décroissance régulière pour les événements du 16 septembre 2006 en VV et du 25 septembre 2006, du 24 mars et du 12 mai 2007 en VA.

L'augmentation de température pourrait être un autre paramètre utilisable dans le cas d'écoulements gravitaires, dans la mesure où elle traduit le passage d'une masse d'eau turbide en provenance de profondeurs moindres. La température de surface dans le bassin Ligure est en moyenne de 16°C en mai, de 14,5°C en décembre et supérieure à 20°C en septembre (MEDAR Group, 2000). En considérant le gradient de température qui existe dans la colonne d'eau pendant une grande période de l'année en Méditerranée (Marty et al., 2002), on peut supposer que plus la masse d'eau turbide provient de la surface, plus sa température sera élevée. Par exemple, Johnson et al. (2001), qui interprètent l'écoulement gravitaire enregistré dans leur station à 1200 m de profondeur comme un écoulement hyperpycnal en provenance de la crue du fleuve Salinas ont constaté une augmentation de température de 0,7°C. En revanche, Palanques et al. (2006) constatent une faible augmentation de température (entre 0,02 et 0,09°C) dans leur station située à 1200 m de profondeur lors du passage des bouffées turbides initiées en rebord de plateau. Le critère de température ne peut toutefois être utilisé tel quel, car en fonction de la vitesse de l'écoulement, de sa concentration et de sa turbulence, l'incorporation de l'eau environnante dans l'écoulement turbulent peut fortement influencer sur sa température. Ainsi, dans nos stations de mesure, on constate généralement une augmentation de température lors du passage d'un écoulement gravitaire, mais l'écart de température peut être très fort en VV et reste toujours assez faible en VA, ce qui traduit le mélange progressif de la masse d'eau turbide avec les masses d'eaux environnantes (phénomène d'entraînement ; Stacey et Bowen, 1988). En VV, on constate cependant que l'augmentation de température est très franche et dure plusieurs heures lors du passage des événements du 25 septembre 2006, du 7 et du 9 décembre 2006 et de celui du 11 mai 2007 (Figure IV-9). Cela indique que ces écoulements gravitaires pourraient provenir d'une zone plus proche de la surface que l'événement du 17 septembre 2006, qui n'est marqué que par une très faible augmentation de température (0,07°C).

Date	crue à l'embouchure?	événement gravitaire?	durée de l'événement	délai entre les pics de débit et de vitesse du courant en VV	durée d'augmentation de la vitesse jusqu'au pic	évolution temporelle de la vitesse	température: augmentation significative?	Type d'événement gravitaire
03/12/2005	? (mais crue sur l'Estéron)	VV: oui VA: ?	11h00 ?	?	2h30 -	croissant (<i>waxing</i>) puis décroissant (<i>waning</i>). courbe bimodale -	oui -	courant hyperpycnal
16/09/2006	Oui	VV: oui VA: non	4h00 -	22 h	< 1 h -	<i>waning</i> -	non -	bouffée turbide
25/09/2006	Oui	VV: oui VA: oui	17h00 7h30	6 h	< 1 h 1h30	courbe trimodale <i>waxing</i> puis <i>waning</i>	oui non	courant hyperpycnal
07/12/2006	Oui	VV: oui VA: ?	5h30 -	3h30	1h30 -	<i>waxing</i> puis <i>waning</i> -	oui -	courant hyperpycnal
09/12/2006	Oui	VV: oui VA: ?	15h30 -	5 h	3h30 -	<i>waxing</i> puis <i>waning</i> -	oui -	courant hyperpycnal
24/03/2007	?	VV: ? non probable* VA: oui	- 12h00	?	- 1h	- <i>waning</i>	- non	bouffée turbide
11/05/2007	?	VV: oui VA: oui	10h00 2h00	?	2h 1h	<i>waxing</i> puis <i>waning</i> <i>waning</i>	oui non	courant hyperpycnal

Tableau IV-1: Synthèse des critères utilisés pour déterminer le type d'écoulement gravitaire en fonction des paramètres enregistrés sur la période de septembre 2005 à octobre 2007. Les points d'interrogation indiquent que la donnée n'existe pas (le mouillage n'était pas à l'eau, ou le débit du fleuve n'était pas mesuré lors de cet événement), les traits d'union indiquent que le mouillage n'a pas enregistré d'écoulement gravitaire.

(*) Le 24/03/2007, le courantomètre ne fonctionnait pas en VV, mais le flux particulière n'augmente pas de façon significative.

Si l'on synthétise chacun des critères proposés pour la reconnaissance du type d'écoulement gravitaire (Tableau 1), il apparaît que quatre événements réunissent tous les critères susceptibles d'être observés dans le cadre de courants de turbidité hyperpycniaux, le 3 décembre 2005, le 7 décembre 2006, le 9 décembre 2006 et le 12 mai 2007. Bien que le premier pic de vitesse soit observé moins d'une heure après le début, on peut estimer que l'événement du 25 septembre 2006 appartient également à la catégorie des courants de turbidité hyperpycniaux, puisque cet événement est synchrone à une des crues les plus fortes du Var enregistrée pendant la période de mesure, que l'évolution temporelle des vitesses ne ressemble pas à celle d'une bouffée turbide et que la température augmente significativement.

A contrario, avec une initiation de plus de 20 heures après le pic de crue, l'événement du 16 septembre 2006, caractérisé par une brusque augmentation puis une diminution progressive de la vitesse et une augmentation réduite de la température, doit être interprété comme étant une bouffée turbide.

L'événement du 23 mars 2007, enregistré en VA semble également être une bouffée turbide. Aucune mesure de courant n'existe pendant cette période en VV ce qui ne permet pas de déterminer l'origine où il s'est mis en place. L'évolution temporelle des vitesses de ce courant ressemble fortement à celle d'une bouffée turbide, établie en laboratoire par Kneller et Buckee (2000).

Au cours des deux années de mesures, le canyon et la Vallée Supérieure du système turbiditique du Var ont été soumis à sept courants de turbidité. La synthèse des différents critères permettant de discriminer l'origine de ces courants de turbidité permet de révéler que cinq d'entre eux sont des courants de turbidité hyperpycniaux, générés par une crue du fleuve Var. Les deux autres sont des bouffées turbides. Celle du 17 septembre 2006 s'initie moins d'une journée après une crue du fleuve et résulte probablement d'une rupture superficielle affectant les sédiments sous-consolidés déposés à proximité de l'embouchure (Mulder et al., 1998).

D. Le déclenchement des courants de turbidité hyperpycniaux dans le Var

Les estimations les plus optimistes élaborées mathématiquement à partir des paramètres de débit du fleuve, température et salinité suggèrent que les courants de turbidité hyperpycniaux, déclenchés par une charge sédimentaire suffisante dans le fleuve Var pour générer une masse d'eau plus dense que l'eau de mer nécessitent un débit minimal d'au moins $620 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (si la crue se déclenche après une période de sécheresse) et ont une occurrence d'un événement tous les 2 ans (Mulder et al., 1997b). Bien que nos mesures ne couvrent que deux années, nos observations tendent à montrer que les courants de turbidité hyperpycniaux ont une durée de retour bien plus grande, avec une occurrence de 2,5 événements par an, observée de surcroît lors de crues mineures du fleuve, avec des débits compris entre 300 et $700 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Il semble donc que le seuil de débit minimal proposé par Mulder et al. (1997) ne puisse convenir pour expliquer la formation de courants de turbidité hyperpycniaux dans le système turbiditique du Var.

1. Estimation du seuil de déclenchement

Deux hypothèses peuvent être avancées pour expliquer que le débit liquide seuil proposé précédemment soit surestimé.

- Dans la première hypothèse, on considère que la charge sédimentaire nécessaire à l'initiation d'un courant de turbidité hyperpycnal à l'embouchure du fleuve Var doit être comprise entre 40 et $44 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ (Mulder et Syvitski, 1995; Mulder et al., 1997b). La première hypothèse

repose ainsi sur l'idée que la corrélation établie pour le fleuve Var entre le débit liquide et le débit solide n'est pas correcte. En proposant cette corrélation, Mulder et al. (1997b) considéraient déjà que pour un débit donné, elle sous-estimait probablement la valeur de charge solide en suspension (voir chapitre II, paragraphe D.5). Cette corrélation peut être d'autant plus infidèle dans la mesure où (i) elle ne tient pas compte du transport par charriage, (ii) elle s'appuie sur des données anciennes qui ne reflètent pas les aménagements du fleuve réalisés depuis 1971 et (iii) la relation entre le débit liquide et charge solide dépend de la partie du bassin versant qui génère la crue. En ce sens, si une pluie torrentielle s'abat sur le pourtour de Nice et non sur l'ensemble du bassin versant du fleuve Var, l'érosion du sol couvre une surface très étroite et fortement urbanisée (l'érodabilité du sol est donc très faible). Par conséquent, cette pluie peut générer localement des débits liquides conséquents, mais un débit solide très faible. Ce cas de figure semble s'appliquer à la crue du 19 août 2006 (voir paragraphe 1), dont le débit liquide à l'embouchure est du même ordre de grandeur que les crues de septembre et décembre 2006, mais dont les débits liquides en amont sont bien moindres (Figure IV-1). Contrairement aux crues de septembre et décembre, il n'existe aucune évidence en mer d'un plongement hyperpycnal à cette date. Si l'on considère que cette crue n'a pu drainer qu'une faible quantité de matériel de par son extension limitée, on peut estimer que la charge sédimentaire qu'elle apporte n'est pas suffisante pour déclencher un courant de turbidité hyperpycnal en mer.

- La seconde hypothèse s'appuie sur les travaux de Parsons et al. (2001) et de Felix et al. (2006), qui montrent qu'une charge sédimentaire de 5 kg.m^{-3} peut être suffisante pour générer un plongement hyperpycnal en mer, quel que soit le gradient de température ou de salinité des eaux marines. En abaissant le seuil de la charge sédimentaire à 5 kg.m^{-3} et en utilisant la courbe (1) présentée sur la Figure IV-10, il apparaît que le débit critique nécessaire pour produire des courants de turbidité hyperpycnaux est de l'ordre de $306 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$. Ce débit minimal, qui devra être affiné avec une relation charge solide / débit liquide recalibrée, semble cependant cohérent avec nos observations puisque, excepté pour la crue d'août 2006, toutes les crues recensées dont le débit dépasse les $306 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ ont été suivies par un écoulement gravitaire interprété comme un courant de turbidité hyperpycnal (Figure IV-12).

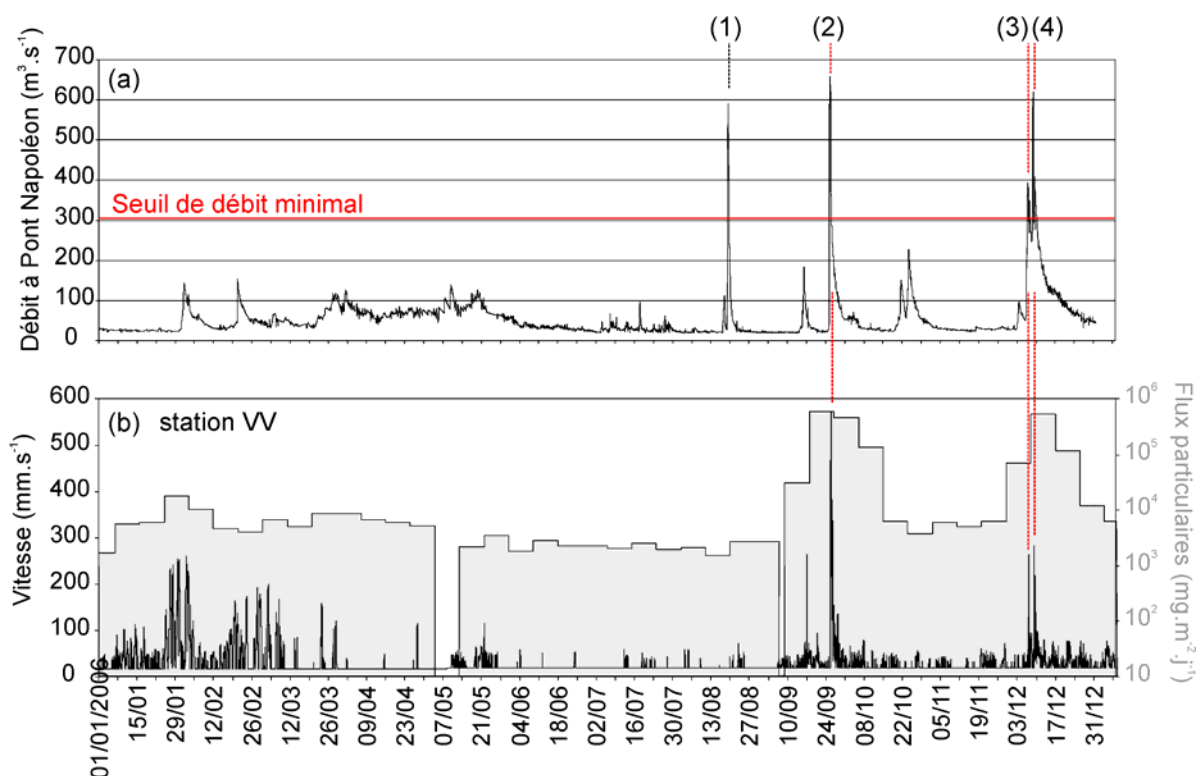


Figure IV-12 : Comparaison entre les mesures de débits disponibles à l'embouchure du fleuve Var (a) et les mesures de vitesses et flux particulières dans le canyon à la station VV (b). L'estimation d'un débit seuil à $306 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ permet d'expliquer la formation d'un courant de turbidité hyperpycnal dans le canyon (crues 2 à 4) à condition que la crue affecte l'ensemble du bassin versant, ce qui n'est pas le cas de la crue 1.

2. Fréquence de retour des courants de turbidité hyperpycnaux

La fréquence de retour des crues dont le débit dépasse le seuil de $306 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ a été calculée par la SCHAPI en fonction de la loi de Gumbel (moyenne = $355 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et écart type = 243), à partir des débits journaliers. Le calcul statistique est réalisé sur des données mesurées pendant 25 ans (données SCHAPI). Avec un intervalle de confiance de 95%, la fréquence est estimée à 0,39, soit une durée de retour de 2,5 crues par an. Bien que nos mesures s'étalent sur une période courte d'analyse de seulement deux ans, il semblerait que la fréquence de retour des courants de turbidité hyperpycnaux observés soit en accord avec la fréquence des crues dont le débit dépasse ce seuil de déclenchement.

E. Conclusions

- La présence de forts courants associés à des flux particulières conséquents sur l'ensemble du système turbiditique du Var met en évidence l'activité actuelle du système par deux principaux mécanismes. La circulation locale, active durant toute l'année, mais particulièrement dynamique en hiver, est responsable de remises en suspension, capables de générer des flux particulières qui peuvent atteindre autour de $10 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{j}^{-1}$. Le second mécanisme à l'origine des courants et d'un apport particulaire important dans le système turbiditique est le transport par écoulement gravitaire. Localisés uniquement dans la partie amont du système à l'échelle de nos 2 années d'analyse, ils génèrent des flux particulières cent à mille fois supérieurs au flux journalier moyen.

- La comparaison des différents paramètres associés aux courants gravitaires permet d'établir des critères pour reconnaître leur mécanisme de formation. On distingue ainsi les bouffées turbides des courants de turbidité hyperpycnaux. D'après nos observations, et en accord avec les critères donnés par la littérature, on estime que les courants de turbidité hyperpycnaux sont synchrones à une crue du fleuve, sont caractérisés par une évolution temporelle des vitesses présentant une ou plusieurs phase d'accélération puis décélération et par une augmentation de température significative au mouillage le plus amont. En revanche, les bouffées turbides peuvent être initiées en dehors des périodes de crue (ou peu après) et en outre être initiées dans une zone située en aval de l'embouchure. Elles sont de plus caractérisées par une évolution temporelle des vitesses qui montre une augmentation brutale correspondant au passage de la tête puis une décroissance régulière (*waning flow*, cf. Kneller, 1995), et par une augmentation de température très faible.

- L'occurrence des courants de turbidité hyperpycnaux observés à nos stations de mesure est de l'ordre de 2,5 événements par an, ce qui est largement supérieur à l'occurrence proposée précédemment. Dans le scénario que nous proposons pour expliquer cela, nous considérons qu'une charge sédimentaire de $5 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ est suffisante pour initier un plongement hyperpycnal et que cette concentration peut être atteinte lorsque le débit du fleuve à l'embouchure atteint $306 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Cependant, pour être valable, ce scénario doit tenir compte des débits sur

l'ensemble du bassin versant afin de vérifier l'extension de la crue et il nécessite une calibration de la relation entre charge solide et débit liquide.

- L'occurrence des bouffées turbides générées par des ruptures superficielles de la pente a été estimée à un événement par an environ, ce qui est cohérent avec les estimations faites précédemment (Mulder et al., 1998).

- Malgré tout, ces deux types d'écoulement turbiditique restent localisés sur une portion très limitée du système, puisqu'ils affectent seulement le Canyon et la Vallée Supérieure.

Chapitre V: Flux particulaire et taux d'accumulation à l'échelle actuelle, en relation avec le dépôt et la préservation des dépôts turbiditiques.

Dans le chapitre précédent, nous avons mis en évidence une activité turbiditique actuelle grâce aux mesures de courants et de flux de particules. Le but de ce chapitre est de discuter du lien qui existe entre le transport des sédiments et la manière dont ils se déposent et se préservent dans le temps. Pour cela, nous nous attacherons dans un premier temps à recenser les nouvelles séquences sédimentaires, déposées pendant la durée de nos observations. Dans un second temps, nous quantifierons les flux de sédiments qui transitent dans le système, et nous les comparerons avec l'accumulation sédimentaire.

A- Les nouveaux dépôts sédimentaires

Dans le cadre des campagnes ENVAR, une carotte d'interface a été prélevée tous les 6 mois, entre septembre 2005 et août 2007, sur les différentes unités morphologiques du système (terrasses, chenal, Ride Sédimentaire du Var) afin de quantifier les sédiments susceptibles de s'être déposés pendant la durée de mise à l'eau des mouillages.

Avec une demi-vie de 24,1 jours (Aller et al., 1980), le $^{234}\text{Th}_{\text{ex}}$ permet de tracer les sédiments déposés au cours des 100 derniers jours environ. Aussi, pour vérifier la présence de nouveaux dépôts à l'interface eau-sédiment, des mesures de l'activité en $^{234}\text{Th}_{\text{ex}}$ ont été réalisées sur 5 mm au sommet de chaque carotte. Les sédiments d'interface présentent souvent des niveaux significatifs d'activité en $^{234}\text{Th}_{\text{ex}}$ (Tableau V-1), ce qui indique la présence de matériel récemment déposé, particulièrement sur les terrasses B et C. Pour les autres sites, ce signal est variable selon les périodes de l'année.

L'activité en $^{234}\text{Th}_{\text{ex}}$ est généralement faible dans le chenal, avec des valeurs inférieures à 4,7 dpm.g⁻¹. Ces valeurs sont similaires à celles que l'on peut rencontrer en milieu océanique ouvert (Bassin de Panama: Aller et DeMaster, 1984; Pacifique équatorial: Pope et al., 1996). Sur les terrasses de la Vallée Supérieure, les valeurs sont plus élevées et peuvent atteindre jusqu'à 27 dpm.g⁻¹, ce qui reste dans la gamme des valeurs généralement rencontrées sur les marges continentales (pente continentale au large de la Caroline du Nord: Fornes et al., 1999; marge ouest ibérique: Schmidt et al., 2002), mais très en dessous des valeurs rencontrées dans le canyon de Nazaré (jusqu'à 170 dpm.g⁻¹; Schmidt et al., 2001). Les valeurs sont faibles sur tous les sites prélevés en août 2007.

$^{234}\text{Th}_{\text{ex}}$ (dpm.g ⁻¹)	ENVAR1 (09/2005)	ENVAR3 (05/2006)	ENVAR4 (09/2006)	ENVAR5 (04/2007)	ENVAR6 (08/2007)
Terrasse B	x	26,9	x	x	0,4
Terrasse C	26,1	15,7 / 3,8	8	15,1	2,5
Chenal	1,7	2,6	4,7	x	1,3
Ride du Var (centre)	x	7,2 / 8,3	13,9	0,4	0,8
Ride du Var (Est)	x	x	x	x	2,5

Tableau V-1: Valeur du $^{234}\text{Th}_{\text{ex}}$ (dpm.g⁻¹) dans les sédiments de surface (couche 0 – 0,5 cm). Les valeurs en gras représentent des teneurs qui témoignent d'un apport sédimentaire au cours des 100 derniers jours. Les "x" signifient que la mesure n'existe pas. Aucune mesure n'existe pour les carottes issues de la mission ENVAR2.

Si les fortes activités de ^{234}Th indiquent du matériel déposé récemment, cette mesure seule ne suffit pas à quantifier cet apport ni à déterminer son origine. Elle ne permet pas de faire la part entre les apports hémipelagiques et les apports advectés, soit par remise en suspension soit par courant gravitaire.

Des dépôts associés aux écoulements turbiditiques enregistrés sur la période de 2 ans ont été recherchés en se basant sur les corrélations des faciès sédimentaires (cf. chapitre VI). La recherche de nouveaux dépôts n'a été possible que sur la terrasse C et sur la Ride Sédimentaire du Var, parce que la variabilité spatiale réduite des dépôts permet de corréler facilement les différentes carottes. Sur la terrasse A, il n'y a pas eu de prélèvement répétitif de carotte. Dans le chenal et sur la terrasse B, la variabilité locale des dépôts n'a pas permis de corréler les carottes. Les prélèvements sur la ride sédimentaire n'ont pas révélé de nouvelles séquences de dépôt, seules les carottes prélevées sur la terrasse C ont permis d'en identifier.

Les carottes utilisées ont été prélevées sur la sub-terrasse C2 (Figure V-1 et Tableau V-2). Une carotte supplémentaire, prélevée dans la sub-terrasse C3 est également utilisée (IENV2-15).

Campagne	Carotte	Date de prélèvement	Latitude	Longitude	Profondeur (m)
ENVAR1	MTB-VA-02	26/09/2005	N43° 29,41	E7° 21,07	1733
ENVAR2	IENV2-15	16/12/2005	N43° 28,96	E7° 21,50	1801
ENVAR3	MTB-VA-05	08/05/2006	N43° 29,55	E7° 20,88	1777
ENVAR4	MTB-VA-15	06/09/2006	N43° 29,55	E7° 20,88	1776
ENVAR5	MTB-VA-26	01/04/2007	N43° 29,47	E7° 21,05	1767
ENVAR6	MTB-VA-28	22/08/2007	N43° 29,53	E7° 20,93	1762

Tableau V-2: Récapitulatif des carottes étudiées pour l'analyse des nouveaux dépôts. Leur localisation est présentée dans la Figure V-1.

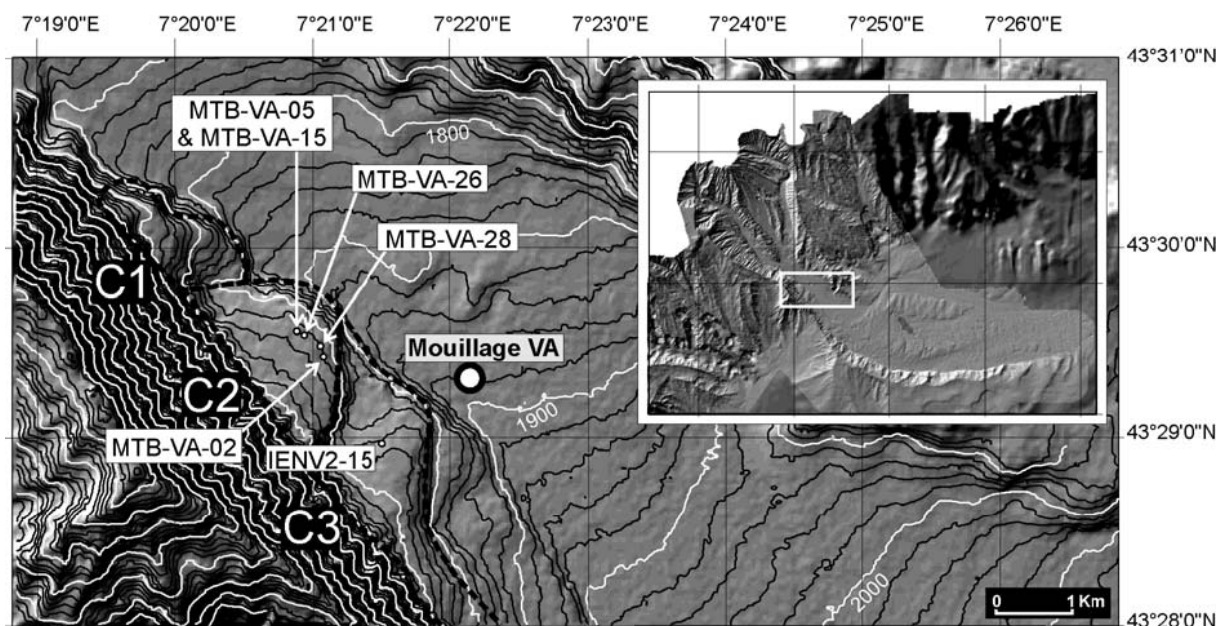


Figure V-1: Position du mouillage VA et des carottes utilisées pour l'étude des nouveaux dépôts sédimentaires sur les sub-terrasses C2 et C3. La date de prélèvement des carottes est indiquée dans le Tableau V-2.

Dans la carotte de référence prélevée en septembre 2005, MTB-VA-02, l'interface entre le sédiment et l'eau correspond à une séquence (nommée S2) composée de sédiments argilo-silteux à silto-argileux, de couleur brun olive (2.5Y 4/4). Elle est composée de grains de quartz, de carbonates détritiques, de micas, de feldspaths, de coccolites remaniés et de matière organique amorphe. La séquence en dessous (nommée S1) est de couleur jaune brun (10R 6/8) et est composée d'une couche grano-croissante puis grano-décroissante, passant d'un sédiment argilo-silteux à une lamine de silt (D50 à 33 μm) puis à un sédiment argilo-silteux. La séquence S1 est interprétée comme étant une hyperpycnite et la séquence S2 comme d'un dépôt de bouffée turbide (cf. Mas et al., soumis).

La carotte IENV2-15, prélevée 81 jours après la carotte de référence sur la terrasse C3, contient également les deux séquences S1 et S2 (Figure V-2) et ne montre pas de séquence supplémentaire.

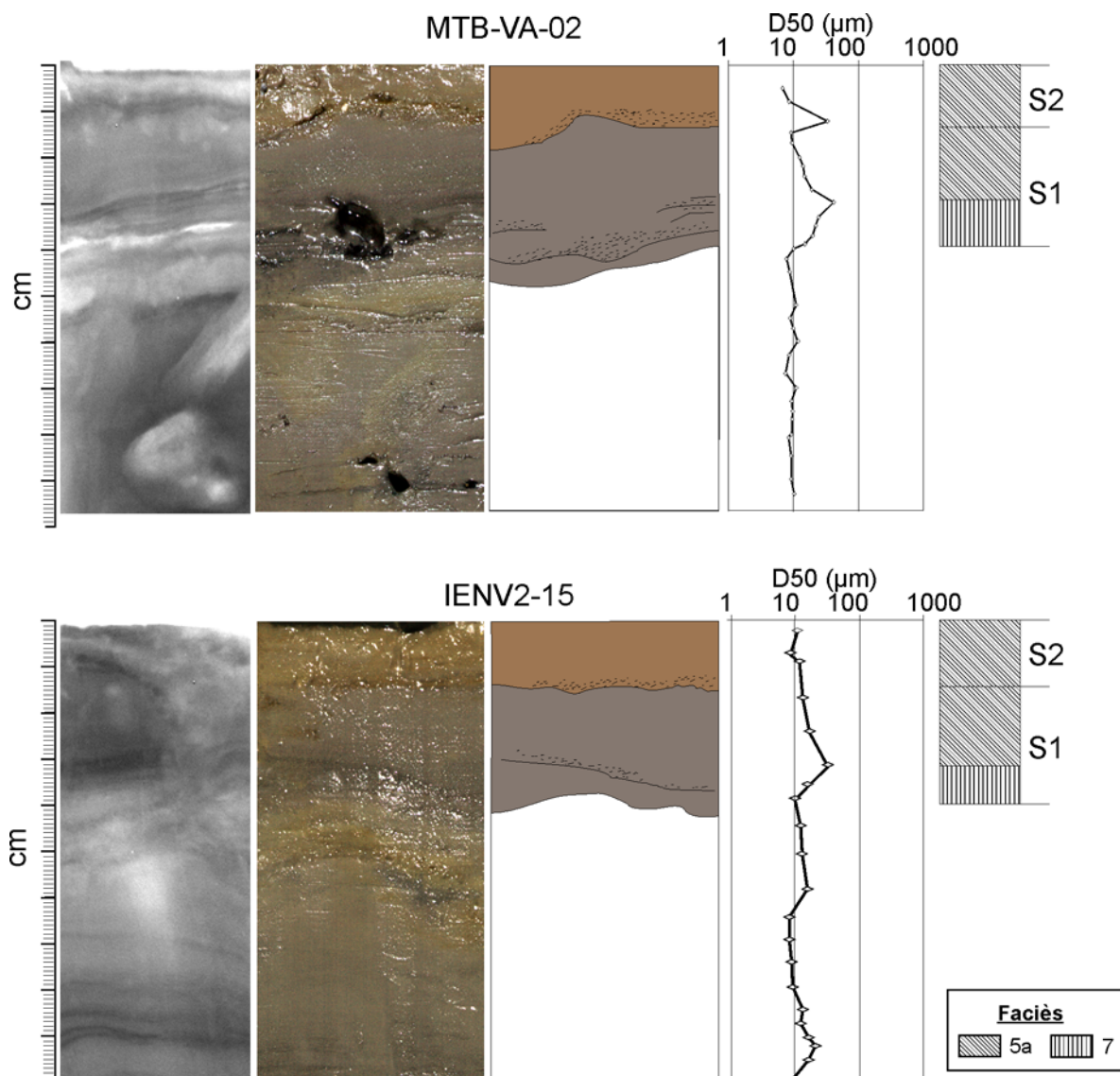


Figure V-2: Image rX, photographie, description, courbe granulométrique et faciès sédimentaires des premiers centimètres des carottes MTB-VA-02 et IENV2-15, montrant les 2 dernières séquences déposées (S1 et S2). Les faciès sédimentaires sont définis dans le chapitre VI (5a: sédiment silteux granodécroissant, 7: sédiment allant du silt au sable granocroissant).

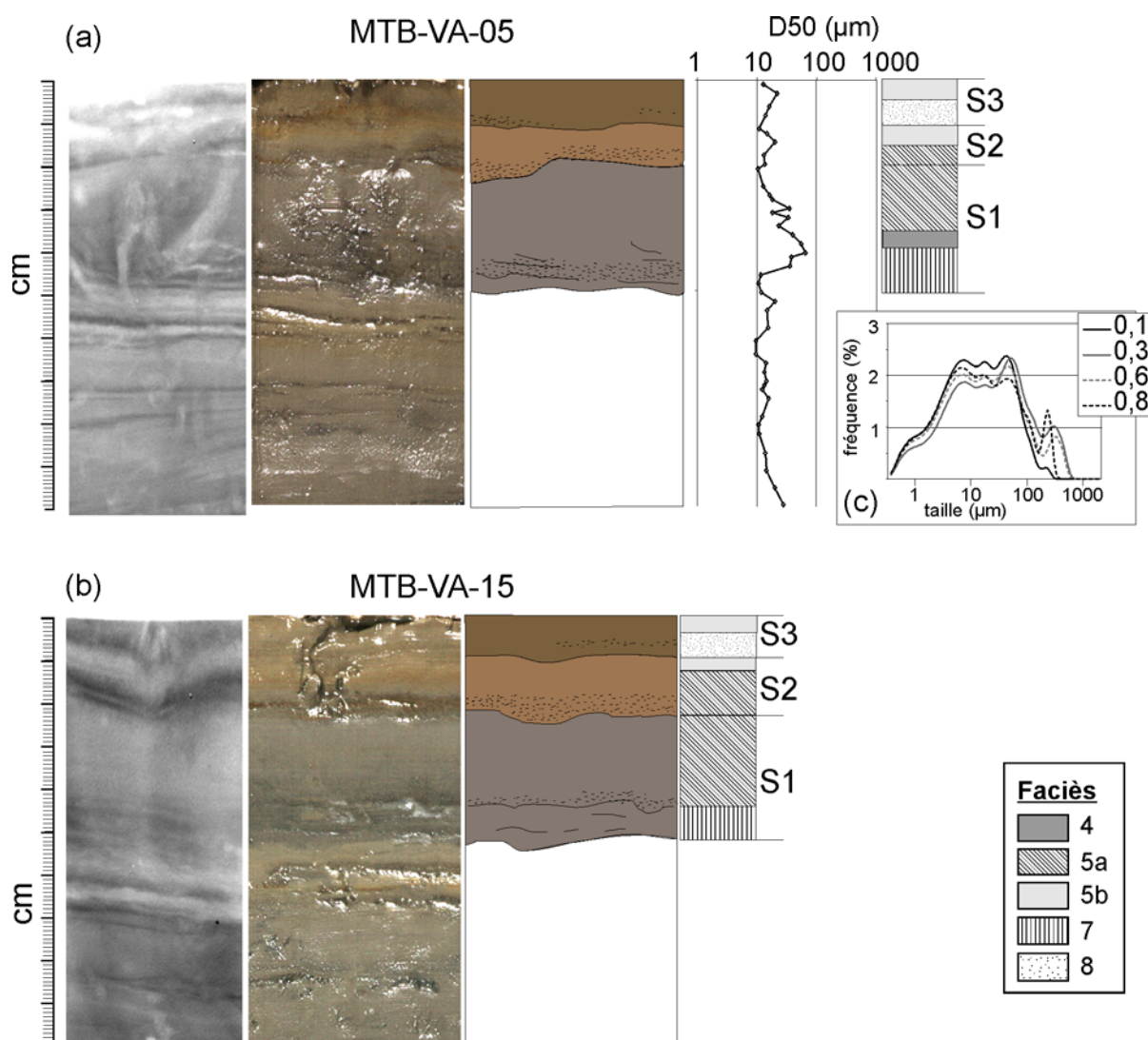


Figure V-3: Image rX, photographie, description, courbe granulométrique et faciès sédimentaires des premiers centimètres des carottes MTB-VA-05 (a) et MTB-VA-15 (b), montrant la nouvelle séquence déposée (S3) au dessus des séquences S1 et S2. Les faciès sédimentaires sont définis dans le chapitre VI (4: sédiment composé de sable fin, granodécroissant et présentant d'éventuelles figures sédimentaires, 5a: sédiment silteux granodécroissant, 5b: sédiment argilo-silteux, 7: sédiment allant du silt au sable, granocroissant, 8: couche diffuse siltoargileuse). La distribution des tailles de grains au sein de la séquence S3 est représentée sur le graphique (c).

Les carottes MTB-VA-05 et MTB-VA-15, prélevées respectivement 7 et 11 mois après la carotte MTB-VA-02 présentent une nouvelle séquence sédimentaire (nommée S3, cf. Figure V-3). Cette séquence, de couleur rouge (10R 4/6), est épaisse de 0,8 à 1 cm. Elle est composée d'une lamine silto-argileuse (D50 à 22 μm) à laquelle se superpose du sédiment silto-argileux. Les contacts à la base et au sommet sont diffus. Aucune structure sédimentaire n'est observée sur l'image rX. Le sédiment est majoritairement composé de particules terrigènes, avec des grains de quartz, de carbonates détritiques, de micas et de feldspaths, des coccolites remaniées, de la matière organique amorphe et quelques débris végétaux. Les mesures granulométriques indiquent que le sédiment est mal classé (Figure V-3c). De par son épaisseur, sa couleur et sa composition sédimentaire (présence de débris végétaux), il apparaît clairement qu'elle s'ajoute aux dépôts précédents, et qu'elle ne résulte donc pas d'un

remaniement de la séquence S2. D'après les interprétations des processus sédimentaires discutées dans le chapitre VI, cette séquence sédimentaire est interprétée comme le dépôt par décantation d'un nuage turbide, mais elle pourrait également correspondre à une séquence turbiditique grano-classée et remaniée après le dépôt.

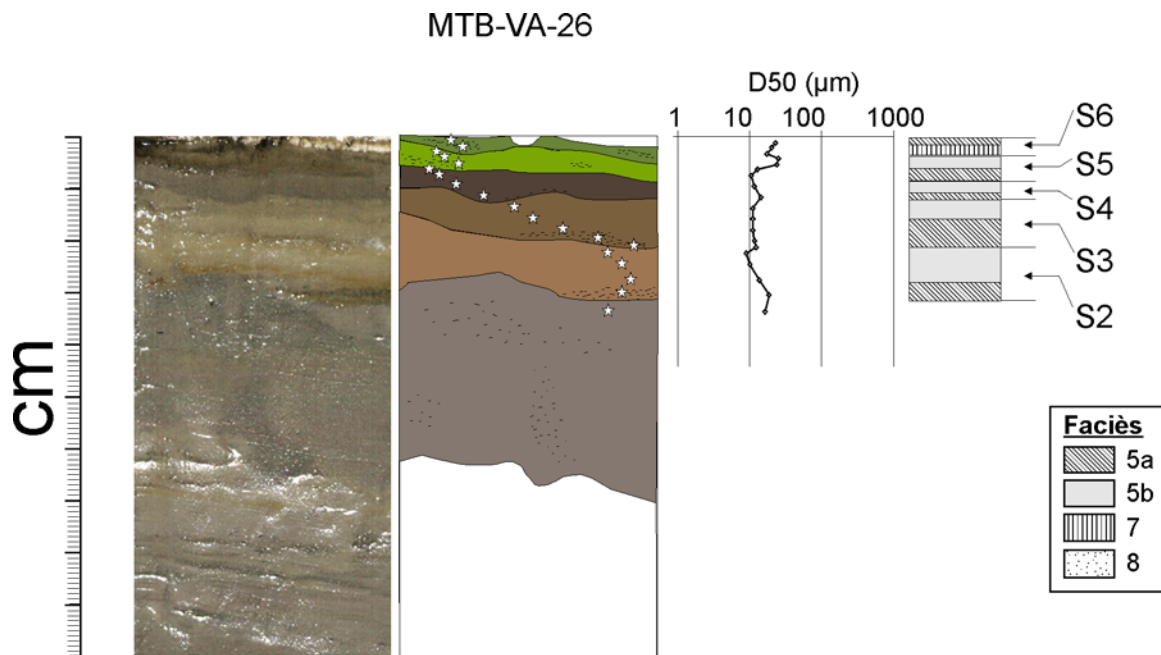


Figure V-4: Photographie, description, courbe granulométrique et faciès sédimentaires des premiers centimètres de la carotte MTB-VA-26, montrant les nouvelles séquences S4, S5 et S6 déposées au dessus des séquences S1, S2 et S3. Les faciès sédimentaires sont définis dans le chapitre VI (5a: sédiment silteux granodécroissant, 5b: sédiment argilo-silteux, 7: sédiment allant du silt au sable, granocroissant, 8: couche diffuse siltoargileuse). Les étoiles présentes sur la description indiquent les prélèvements pour les analyses granulométriques.

La carotte MTB-VA-26, prélevée 8 mois après la carotte MTB-VA-15 contient les séquences S1, S2, et S3 et trois séquences supplémentaires (nommées S4, S5 et S6, cf. Figure V-4).

La séquence S4, de couleur brune (10YR 5/3), mesure 4 mm d'épaisseur. Elle est composée d'une lamine silto-argileuse (D50 à 14 μm) à laquelle se superpose du sédiment silto-argileux. La séquence est granodécroissante. Le contact à la base est érosif. Le sédiment est relativement mal classé. Dans la lamine basale, on observe un mode principal à 40 μm. Au dessus, le mode silteux diminue au profit des argiles (Figure V-5d). Le sédiment est presque exclusivement composé de particules terrigènes, avec des grains de quartz, de carbonates détritiques, de micas et de feldspaths, des coccolites remaniées, et de la matière organique amorphe. Les débris végétaux sont abondants. Cette séquence sédimentaire est interprétée comme étant une turbidite, de source indéterminée.

La séquence S5, de couleur brun foncé (10YR 3/3), mesure également 4 mm d'épaisseur. Elle se compose de sédiment silteux, granodécroissant. Le contact à la base est érosif. Le sédiment est bien classé, avec un mode qui se déplace depuis les silts grossiers à la base de la séquence vers des silts fins au sommet (Figure V-5e). Le sédiment est presque exclusivement composé de particules terrigènes, avec des grains de quartz, de carbonates détritiques, de micas et de feldspaths et des coccolites remaniées. Les débris végétaux sont rares. Comme pour la séquence S4, cette séquence est interprétée comme étant un dépôt de turbidite, d'origine indéterminée.

Enfin, la séquence S6, de couleur brun foncé (10YR 3/3), mesure moins de 3 mm d'épaisseur et a été en partie détruite lors du conditionnement de la carotte. Elle est composée d'une lamine silteuse granocroissante. Le contact à la base est érosif. La répartition de la taille de grains montre un sédiment bien classé, dont le mode se déplace vers le plus grossier au sommet de la séquence (Figure V-5f). Cette séquence est interprétée comme étant une hyperpycnite (voir chapitre VI).

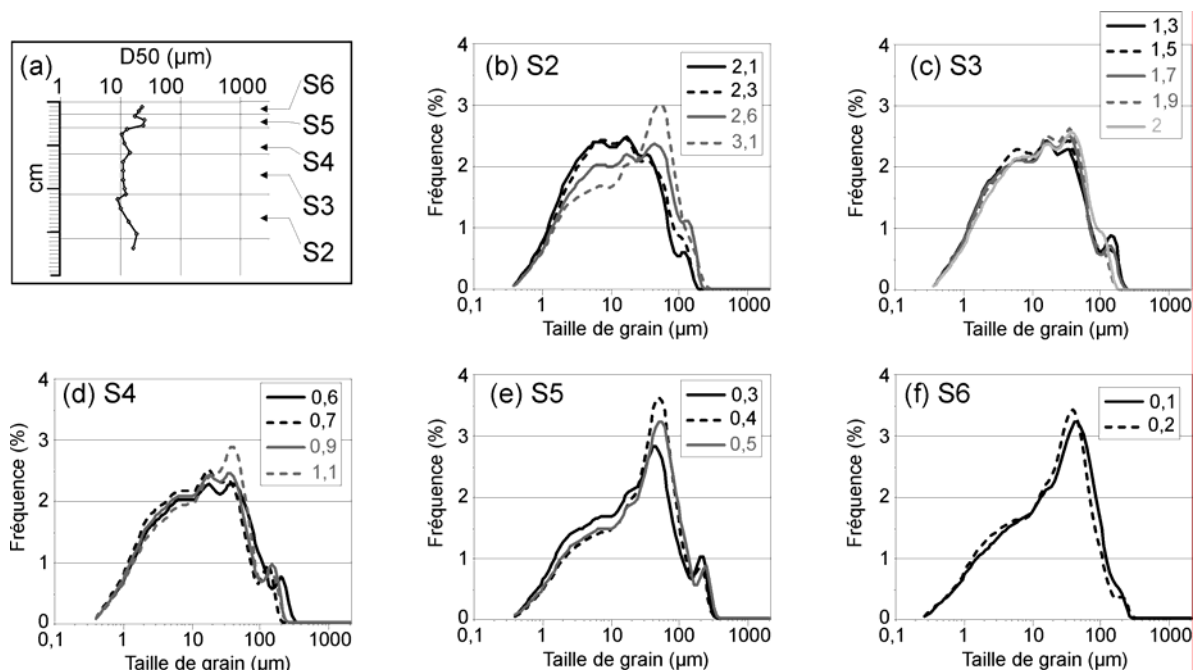


Figure V-5: Courbes granulométriques de la carotte MTB-VA-26 avec (a): D50 en fonction de la profondeur de la carotte, (b), (c), (d), (e) et (f) : répartition de la taille des grains pour chaque échantillon issu des séquences S2, S3, S4, S5 et S6 respectivement.

La carotte MTB-VA-28 (Figure V-6), prélevée le 22/08/2007 soit trois mois et 21 jours après MTB-VA-26 contient les séquences S1 et S2 puis une séquence de 2 cm d'épaisseur (nommée f1, cf. Fig. V-6) de couleur rouge (10R 5/8). Ce sédiment se compose d'argile silteuse (D50 compris entre 7 et 15 μm), présentant un granoclassement frustré, inverse à la base puis normal au sommet. Le contact basal est diffus. Le sédiment est mal classé et ne montre aucune structure sédimentaire particulière. La proportion de particules appartenant à la classe 0-20 μm diminue progressivement depuis la cote 2 cm jusqu'à la cote 1 cm puis augmente depuis la cote 1 cm jusqu'au sommet de la carotte (Figure V-7). Les changements de proportion des grains fins (0-20 μm) se font au profit des classes granulométriques supérieures à 45 μm . La proportion des silts moyens à grossiers (classe 20-45 μm) ne varie pas de manière significative. La composition sédimentaire est presque exclusivement terrigène, avec des grains de quartz, de carbonate détritique, de mica et de feldspath, des coccolites remaniées et quelques débris végétaux. Cette couche s'apparente au faciès 8 (voir chapitre VI).

La carotte MTB-VA-28 ne présente pas les séquences S3 à S6. L'absence de ces séquences peut traduire leur non-dépôt, leur érosion ou leur remaniement. L'épaisseur de la séquence f1 est similaire à l'épaisseur cumulée des séquences S3 à S6 dans la carotte MTB-VA-26. La base de f1 n'est pas érosive. Ces constatations et l'indice de classement des grains suggèrent que la séquence f1 correspond aux séquences S3 à S6 remaniées par des courants de fond et/ou par la bioturbation.

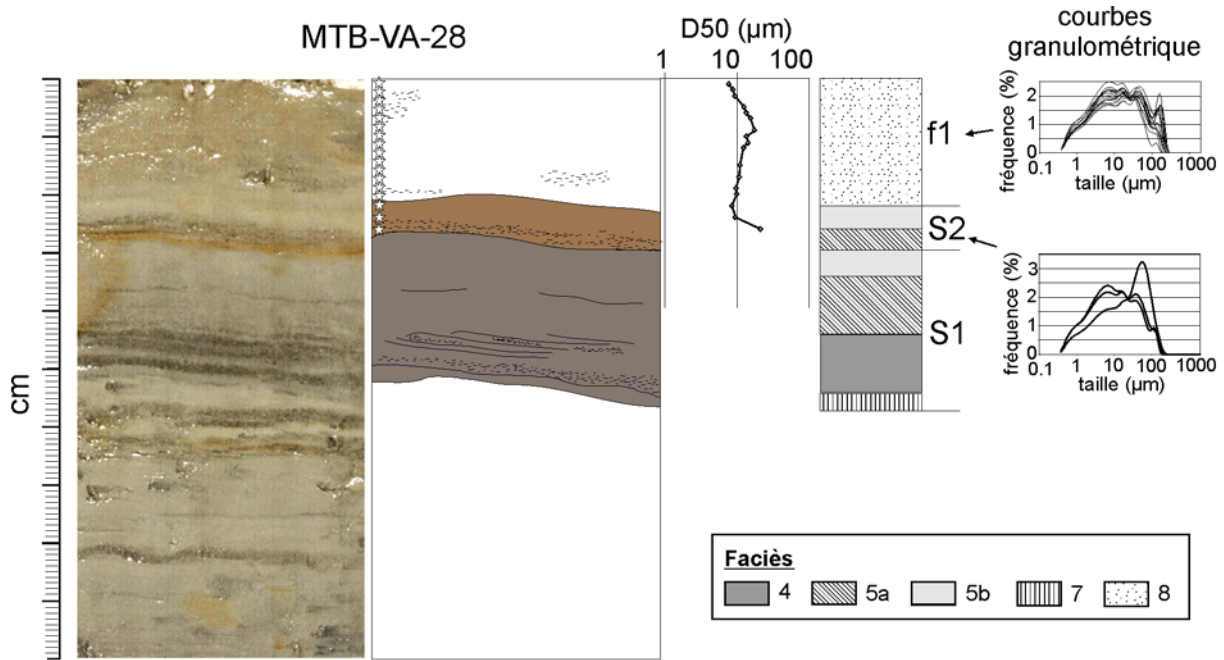


Figure V-6: Photographie, description, courbe granulométrique et faciès sédimentaires des premiers centimètres de la carotte MTB-VA-28, montrant un sédiment siltoargileux mal classé (noté f1) déposé au dessus des séquences S1 et S2. Les faciès sédimentaires sont définis dans le chapitre IV (4: sédiment composé de sable fin, granodécroissant et présentant d'éventuelles figures sédimentaires, 5a: sédiment silteux granodécroissant, 5b: sédiment argilo-silteux, 6: hémipélagite, 7: sédiment allant du silt au sable, granocroissant, 8: couche diffuse siltoargileuse). Les étoiles présentes sur la description indiquent les prélèvements pour les analyses granulométriques.

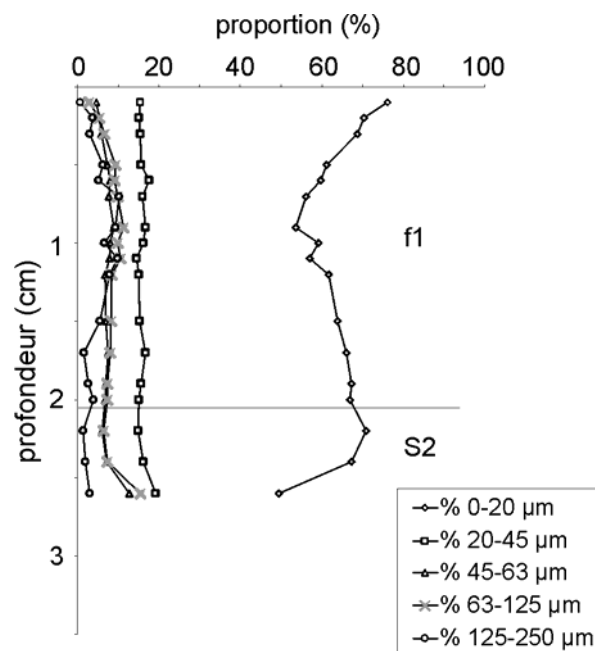


Figure V-7: Profil de la répartition des classes granulométriques en fonction de la profondeur sur MTB-VA-28 (22/08/2006). Le trait représente la limite des séquences sédimentaires.

L'analyse des nouveaux dépôts sédimentaires permet de mettre en évidence une nouvelle séquence créée entre septembre 2005 et mai 2006, puis trois autres séquences déposées entre septembre 2006 et avril 2007 (Figure V-8). Ces séquences ont toutes une origine turbiditique, mais l'interprétation exacte du processus sédimentaire responsable de leur mise en place est parfois délicate. Elles peuvent être remaniées en moins de quatre mois, rendant la reconnaissance de leur signature sédimentaire impossible (Figure V-8).

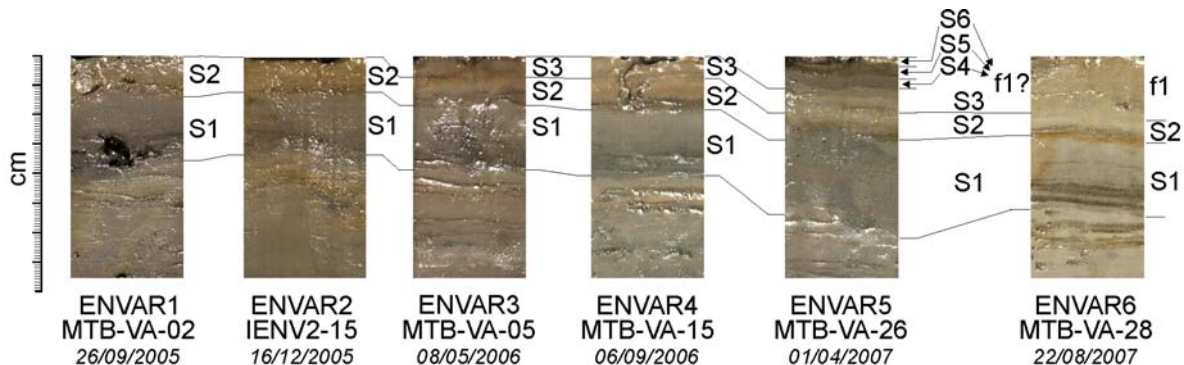


Figure V-8: Compilation des nouvelles séquences sédimentaires observées sur la terrasse C au cours des missions ENVAR (septembre 2005 – août 2007).

B- Quantification des flux, dans la colonne d'eau et dans l'archive sédimentaire

Un flux est une quantité par unité de surface et par unité de temps. La quantité de sédiment piégée dans les mouillages est utilisée pour calculer un flux en divisant la masse piégée par la surface d'ouverture du piège et par son temps d'ouverture. De la même manière, les dépôts prélevés par carottage peuvent être exprimés en un taux d'accumulation en masse (TAM) en multipliant la masse sèche déposée par le taux d'accumulation linéaire. Le TAM est un flux et celui-ci peut être comparé aux flux particulaire mesuré. Ces deux valeurs représentent néanmoins des réalités très différentes. Le flux particulaire représente le sédiment qui transite dans le système turbiditique à un instant donné tandis que le TAM représente le sédiment déposé et préservé sur le long terme. Les TAM doivent donc être interprétés avec précaution dans la mesure où l'archive sédimentaire intègre l'ensemble des processus qui ont affecté le sédiment, depuis son dépôt jusqu'à son enfouissement, en passant par d'éventuelles phases d'altération post-dépôt ou d'érosion. De plus, dans le cas de notre étude, les estimations du TAM dépendent étroitement du pas d'échantillonnage des mesures radioactives. Dans les fourchettes indiquées, la valeur maximale peut être surestimée (voir chapitre III, paragraphe C.6).

1. Le taux d'accumulation en masse (TAM) dans l'archive sédimentaire

Le TAM sur 2 années peut être estimé à partir des carottes sédimentaires sur la terrasse C2. Les carottes MTB-VA-02 et MTB-VA-28 ont été prélevées le 26/09/2005 et le 22/08/2007 respectivement. Le sommet de la séquence S2 dans MTB-VA-02 représente l'interface eau/sédiment au début de la période de mesure. Dans la carotte MTB-VA-28, le sommet de cette séquence se trouve à 2 cm de profondeur. La gamma-densité moyenne de surface sur ce site étant de $1,61 \text{ g.cm}^{-3}$, le flux sédimentaire calculé est donc de $27,5 \text{ g.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$.

2. Estimation du flux à partir des pièges à particules

Dans les mouillages, le flux particulaire est mesuré par des pièges à particules situés à 20 m et à 400 m au-dessus du fond. Le flux particulaire moyen à 20 m au dessus du fond sur les 2 années d'enregistrement diminue de façon exponentielle avec l'éloignement de l'embouchure du fleuve (Figure V-9a). Il diminue de moitié environ tous les 9 kilomètres (Figure V-9b). Cette diminution avec la distance à l'embouchure montre la prédominance des apports du fleuve.

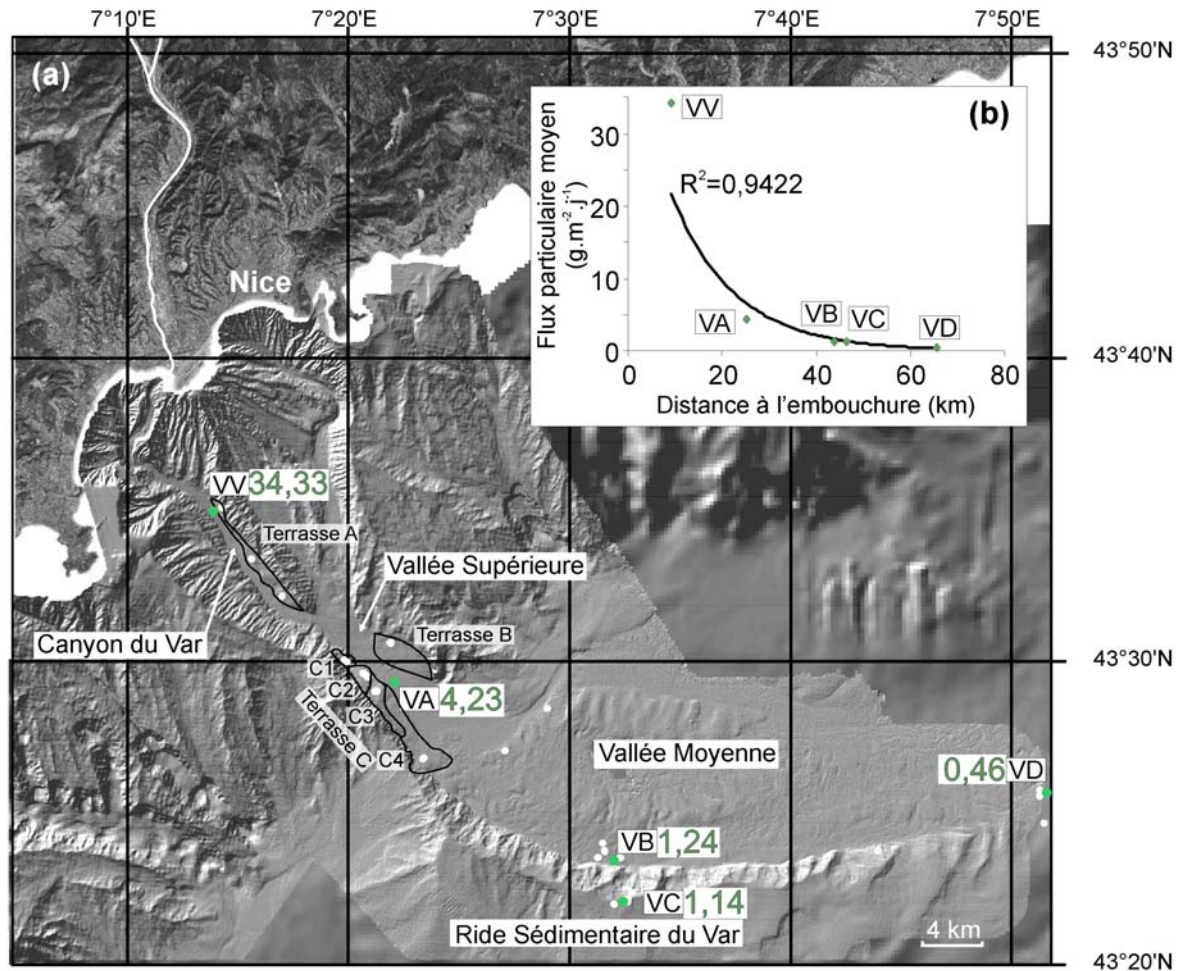


Figure V-9: Flux journalier moyen ($\text{g.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$) pendant 2 ans, mesuré entre septembre 2005 et octobre 2007 par les pièges à particules. La carte (a) présente la répartition des flux dans le système, et le graphique (b) permet de mettre en évidence une décroissance exponentielle des flux moyens en fonction de la distance à l'embouchure du fleuve.

La détection de courants de turbidité par la mesure des courants sur les mouillages amont VV et VA permet de calculer la quantité de sédiment apportée par ces événements. Les mesures de vitesse montrent que chaque événement dure quelques heures. Cependant les flux particuliers enregistrés après le passage d'un écoulement peuvent rester élevés entre 9 et 27 jours au maximum (i-e 1 à 3 godets) (Fig. IV-6). Ce flux résiduel persistant est interprété comme de la décantation du nuage turbide laissé par le courant lors de son passage. Le flux moyen journalier calculé pour chaque événement tient compte de ce flux résiduel et correspond au poids de sédiment divisé par le nombre maximal de jours pendant lesquels le flux reste élevé.

Date	Type d'événement gravitaire	nombre de godets	nombre de jours max	masse totale (g)	Flux particulaire ($\text{g.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$)
03/12/2005	courant hyperpycnal	VV : 1 VA : 1	VV : 9 VA : 9	VV : 54,9 VA : 3,5	VV : 122 VA : 7,8
16/09/2006	bouffée turbide	VV : 1	VV : 9	VV : 13,8	VV : 31
25/09/2006	courant hyperpycnal	VV : 3 VA : 2	VV : 27 VA : 18	VV : 537,6 VA : 61	VV : 398 VA : 68
07/12/2006	courant hyperpycnal	VV : 1 VA : ?	VV : 9 VA : ?	VV : 31,6 VA : ?	VV : 70 VA : ?
09/12/2006	courant hyperpycnal	VV : 2 VA : ?	VV : 18 VA : ?	VV : 300,5 VA : ?	VV : 334 VA : ?
24/03/2007	bouffée turbide	VA : 2	VA : 18	VA : 42,2	VA : 47
11/05/2007	courant hyperpycnal	VV : 1 VA : 1	VV : 9 VA : 9	VV : 44 VA : 4,7	VV : 98 VA : 11
Bilan pendant les événements			VV : 81 VA : 54	VV : 982,4 VA : 11,5	VV : 243 VA : 41,3
Bilan en dehors des événements			VV : 601 VA : 567	VV : 191,5 VA : 19,9	VV : 6,4 VA : 0,7
Moyenne sur la période de mesure			VV : 682 VA : 621	VV : 1174 VA : 131,3	VV : 34 VA : 4,2

Tableau V-3: Tableau récapitulatif des courants de turbidité et des flux qu'ils génèrent aux stations VV et VA. Le flux particulaire moyen de l'ensemble des courants de turbidité est à mettre en comparaison avec le flux moyen annuel en dehors de ces courants. Les points d'interrogation indiquent que la donnée n'existe pas (le mouillage n'était pas à l'eau à ce moment là).

Le tableau V-3, qui détaille le flux moyen journalier généré par chacun des courants de turbidité (voir chapitre IV) et le flux moyen entre ces événements, permet de mettre en évidence que le flux particulaire total résulte surtout du passage des courants de turbidité. Ainsi, les courants de turbidité ont apporté 83% des particules déposées en 2 ans dans le piège de la station VV et 85% dans la station VA alors qu'ils ne représentent que 11% du temps.

3. Comparaison des flux sédimentaires avec des modèles de sédimentation hémipélagique

Les flux particuliers moyens actuels décroissent de manière exponentielle avec la distance à l'embouchure (Figure V-9). La contribution du fleuve semble donc jouer un rôle important dans les flux sédimentaires actuels mesurés dans le système. Pour estimer l'importance de l'apport du fleuve dans la sédimentation du système, les flux particuliers mesurés dans les pièges à particules ont été comparés au flux de sédimentation estimé par Mulder et al. (1997b) à partir d'un modèle de sédimentation unidirectionnel (Syvitski et Lewis, 1992; Syvitski et al., 1998) et d'un modèle de sédimentation hémipélagique à partir d'un panache semi-circulaire (Mulder, 1997b):

- Pour le modèle de sédimentation hémipélagique, dans lequel le taux de sédimentation décroît en fonction du carré de la distance à l'embouchure, les hypothèses de sédimentation à

10 km posées sont de 1 et 0,1 mm.an⁻¹ (respectivement les courbe (a) et (b) sur la Figure V-10).

- Le modèle unidirectionnel tient quant à lui compte de nombreuses hypothèses sur des paramètres parfois non quantifiables sans mesures directes. Parmi ces paramètres, on pourra faire varier entre autres l'apport solide total annuel (noté "asta" sur la Figure V-10), la hauteur d'eau du fleuve (H_0), le taux d'extraction du premier ordre par classe granulométrique donnée, exprimée en temps⁻¹ et dont la valeur moyenne utilisée est de $\lambda = 6,8 \text{ j}^{-1}$ (courbes (c), (d), (e) et (f) sur la Figure V-10).

Les modèles présentent des incertitudes mais les différents résultats qu'ils fournissent donnent une fourchette du flux de particules en provenance du fleuve en fonction de la distance à l'embouchure (Mulder et al., 1997b). En d'autres termes, ils représentent la quantité de sédiment terrigène qui devrait se déposer par décantation à partir d'un panache turbide, en l'absence de courants de turbidité et de courants de fonds.

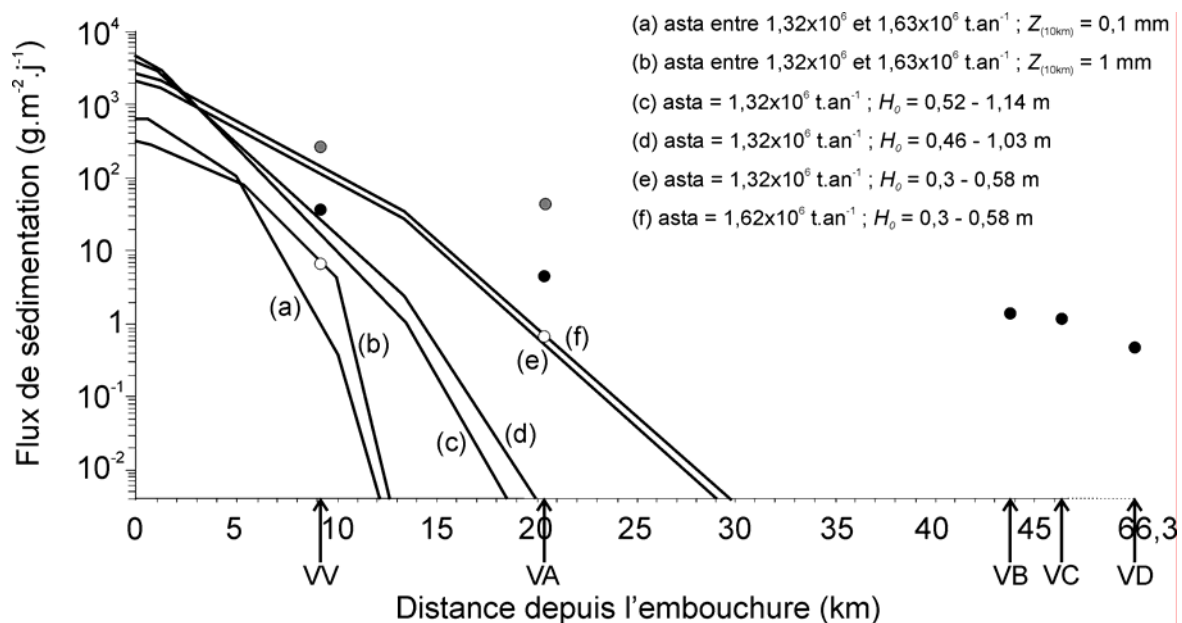


Figure V-10: Flux sédimentaire journalier moyen en fonction de la distance à l'embouchure. Les courbes (a) et (b) sont le résultat du modèle de sédimentation hémipélagique dans lequel le taux de sédimentation (Z) décroît en fonction du carré de la distance à l'embouchure. Les courbes (c), (d), (e) et (f) sont les résultats du modèle de (Syvitski et Lewis, 1992) avec $\lambda = 6,8 \text{ j}^{-1}$ et dans lequel on fait varier la hauteur d'eau du fleuve (H_0) et l'apport solide total annuel (asta), modifié d'après (Mulder et al., 1997b) et (Mulder et al., 1998). Les points noirs présentent les flux sédimentaires journaliers moyens, mesurés pendant 2 ans aux stations de mouillages. Les points gris présentent le flux sédimentaire journalier moyen mesuré pendant le passage de l'ensemble des courants de turbidité dans les stations de mouillages VV et VA. Les points blancs présentent le flux sédimentaire journalier moyen en dehors de ces courants.

Le flux moyen journalier mesuré (points noirs, Figure V-10) pendant les deux ans est dans la fourchette du flux estimé à partir des modèles en VV. Aux autres stations, en aval, le flux moyen mesuré est largement supérieur. Cela traduit un apport de particules par d'autres mécanismes que de la simple décantation du panache du fleuve.

En VV et VA, la présence de courants de turbidité explique la quantité de sédiment apporté. Si l'on reporte le flux particulaire mesuré en dehors des courants de turbidité (points blancs)

sur la Figure V-10, on voit que le flux particulaire mesuré est conforme aux estimations du flux hémipélagique. Par contre, le flux particulaire pendant les courants de turbidité (points gris) est largement supérieur aux estimations les plus optimistes des modèles. Cela signifie que sur les stations VV et VA, le flux sédimentaire moyen résulte des apports hémipélagiques de sédiments en provenance du fleuve et du transport de sédiments par les courants de turbidité.

En VB, VC et VD, l'apport du fleuve est théoriquement nul (Figure V-10). En principe, les flux sédimentaires enregistrés par les pièges ne peuvent donc pas résulter de la décantation du panache de surface du fleuve. L'influence du panache ne peut cependant pas être totalement écartée dans la mesure où le flux particulaire moyen diminue avec la distance à l'embouchure. Aucun courant de turbidité n'a été enregistré sur ces sites pendant la période de mesure. Le flux moyen mesuré ne peut donc pas résulter d'un apport de sédiment par ces courants. D'après l'étude de la composition des particules, on sait que sur ces stations, le sédiment est en moyenne composé de 56% de particules biogènes (maximum 80%). Le flux particulaire mesuré ne peut donc pas non plus résulter uniquement d'un flux pélagique. Le graphique IV-7 met en évidence une forte corrélation entre vitesse de courant et flux particulaire. Or, aux stations, les augmentations de vitesse de courant ont été reliées à l'augmentation de l'activité du Courant Nord, on en déduit donc que les flux particuliers mesurés pendant deux ans aux stations du large résultent en majorité des remises en suspension causées par les courants de fond, combinées à du flux pélagique.

Pour résumer, les flux sédimentaires mesurés dans le système sont la résultante de processus hémipélagiques, comprenant la décantation de particules biogènes sur l'ensemble du système et de particules terrigènes en provenance du fleuve pour les zones proches de l'embouchure du fleuve (stations VV et VA), mais aussi de processus turbiditiques, et des processus de remises en suspension par les courants de fond. Grâce aux stations ayant enregistré le passage de courants de turbidité, on sait que, sur la période de 2 ans, l'apport de sédiment par les processus gravitaires représente plus de 80% du flux particulaire moyen. Ainsi, dans le chenal de la Vallée Supérieure par exemple, le flux particulaire moyen lié au passage des courants de turbidité est de $41,3 \text{ g.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$, contre $0,7 \text{ g.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$ entre ces événements. Sur la terrasse C2, le TAM est de $27,5 \text{ g.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$.

C. Bilan sédimentaire des crues et des courants de turbidité hyperpycniaux

Pendant la période d'analyse, les mouillages VA et VV ont enregistré le passage de cinq courants de turbidité hyperpycniaux, dont au moins trois sont reliés à une crue du fleuve Var (Tableau IV-1). Pour les deux autres courants, l'absence de mesure de débit empêche de les confronter à l'activité du fleuve. Dans ce paragraphe, nous allons comparer la quantité de sédiments transportée et déposée par un courant de turbidité hyperpycnal à la quantité de matière en suspension exportée par le fleuve lors de la crue qui l'a généré. Il s'agit ici de discuter de l'efficacité des courants de turbidité hyperpycniaux dans le transfert sédimentaire depuis le continent jusqu'au domaine profond en période de crue.

Les trois crues ayant généré un courant de turbidité hyperpycnal sont datées du 25 septembre, du 7 décembre et du 9 décembre 2006. Parce que les flux particuliers générés par les événements du 7 et 9 décembre 2006 sont enregistrés par les mêmes godets dans le piège VV (Figure IV-6), et parce que les débits restent élevés entre le 7 et le 9 décembre 2006 (Figure V-1), les deux événements seront traités comme un seul et même événement dans la suite des calculs.

1. Estimation de la masse de sédiment en suspension apportée par le fleuve pendant les crues

On considère que les débuts et fins de chaque crue sont déterminés par le moment où le débit liquide franchit le seuil de déclenchement d'un courant de turbidité hyperpycnal, estimé dans le chapitre IV à $306 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Entre ces deux bornes, la masse turbide exportée par le fleuve a une concentration particulaire suffisante pour plonger et générer un courant de turbidité hyperpycnal. La charge solide en suspension transportée pendant cette période a été estimée à partir des débits liquides horaires et de la relation entre charge solide en suspension et débit liquide calibrée par les mesures de Laurent (1971) (cas (1) dans la Figure IV-10).

La crue du 25 septembre dure 19 heures et celles du 7 et 9 décembre durent 57 heures. La crue du 25 septembre est susceptible d'avoir transporté $400 \times 10^3 \text{ t}$ de sédiments en suspension, et celles du 7 et 9 décembre $480 \times 10^3 \text{ t}$ de sédiments. La somme totale de sédiments apportés par le fleuve pendant ces deux crues est de $880 \times 10^3 \text{ t}$, soit la moitié de la charge solide en suspension totale annuelle moyenne, calculée à partir des débits moyens mensuels (Mulder et al., 1997b).

2. Estimation de la masse de sédiment transportée et déposée dans le Canyon et la Vallée Supérieure du Var par les courants de turbidité hyperpycnaux

Pour estimer la quantité de sédiments apportée par le courant de turbidité dans le canyon et la Vallée Supérieure, il est nécessaire de (i) connaître la structure interne d'un courant de turbidité et (ii) poser des hypothèses sur l'efficacité d'un piège à particule dans un courant fort horizontal, turbulent et chargé en particules.

Un courant de turbidité se décompose en une partie frontale (la tête) et une partie intermédiaire (le corps) qui transitent dans le canyon. Une troisième partie (la queue) correspond au nuage de décantation après le passage de la tête et du corps. Dans la queue de l'écoulement, la vitesse horizontale est nulle, ce qui signifie que le flux de matière (F_{queue}) est uniquement vertical (F_v) et correspond à de la décantation. Il est défini par le produit de la concentration (C) par la vitesse de chute des particules (W_s). Dans la tête et le corps, la vitesse horizontale est importante et les particules en suspension sont entraînées en majorité horizontalement (Figure V-11a). Cela signifie que dans la tête et le corps, le flux total de matière (F_{tot}) est la résultante d'un flux horizontal (F_h), défini par le produit de la vitesse (U) par la concentration (C), et d'un flux vertical (F_v) (Figure V-11b).

$$F_{\text{tot}} = F_h + F_v \quad (1)$$

Avec

$$F_h = U \times C \quad (2) \quad \text{et} \quad F_v = W_s \times C \quad (3)$$

Le rapport entre le flux horizontal et le flux vertical peut donc s'exprimer par:

$$F_h / F_v = U / W_s \quad (4)$$

La vitesse de chute des particules dépend de leur taille, et dans le cas de sédiments cohésifs, de la concentration de l'écoulement. Dans le cas des courants de turbidité enregistrés par nos

pièges, les particules ont un D_{90} de 50 μm (Chapitre IV, paragraphe B.2.). Pour une gamme de concentration très large (allant de 1 à 100 g.l^{-1}), et une taille de particules inférieure à 50 μm , la vitesse de chute des particules est comprises entre 0,2 et 2 mm.s^{-1} , soit une vitesse moyenne de chute de l'ordre de 1 mm.s^{-1} (Thorn, 1981 ; Winterwerp, 1999). Avec $W_s = 1 \text{ mm.s}^{-1}$, le flux horizontal dans le corps du courant est donc égal au produit du flux vertical mesuré par le piège avec la vitesse du courant (Figure VI-11c):

$$F_h = F_v \times U \quad (5)$$

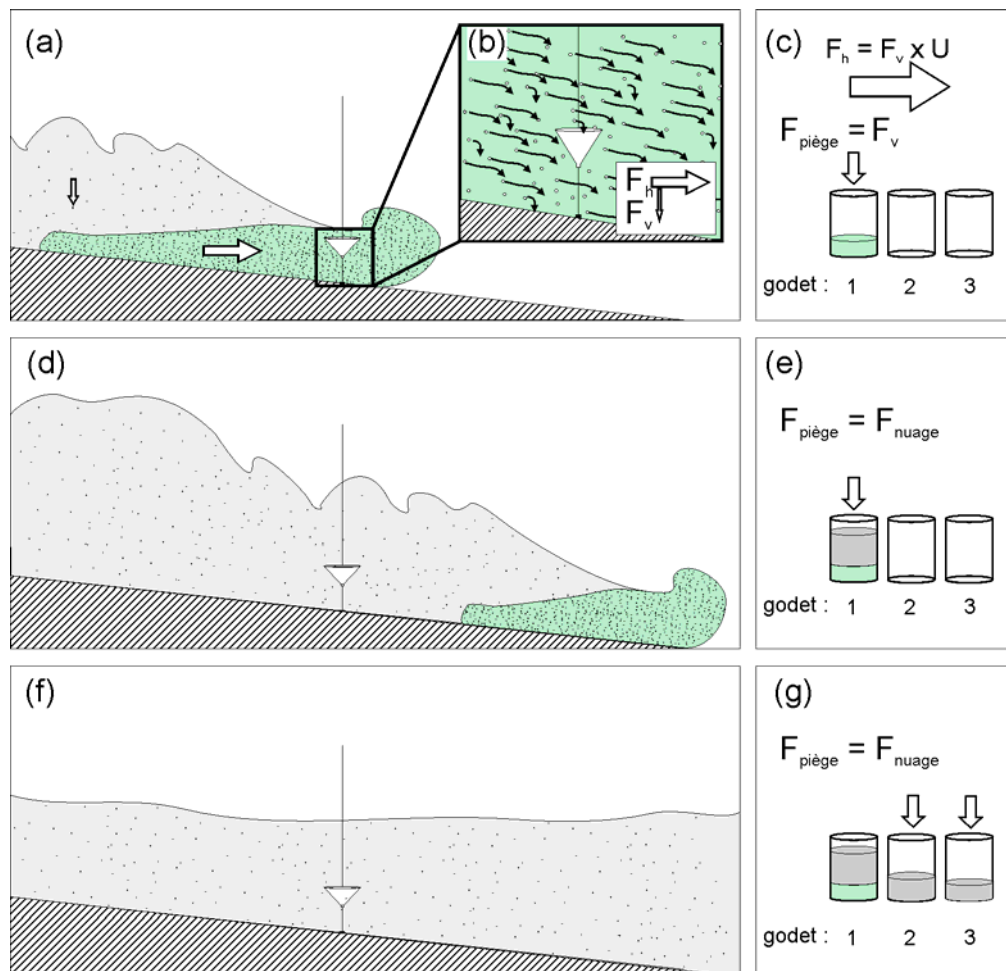


Figure V-11: Schéma théorique représentant le fonctionnement du piège pendant le passage d'un courant de turbidité. A l'instant (a), le piège est dans le corps de l'écoulement et le flux total du courant est la composante du flux horizontal et du flux vertical (b). Le godet en place (noté n°1) ne collecte que le flux vertical (c). A l'instant (d), le corps du courant est passé et le godet n°1 collecte le flux vertical lié à la décantation du nuage turbide (e). Sur la durée (f), les godets n°2 et 3 collectent le flux résiduel du nuage turbide.

Les pièges à particules permettent de mesurer le flux sédimentaire vertical au niveau de la zone de mouillage. Par extension, nous devrions donc pouvoir estimer le flux de matière qui transite horizontalement au sein d'un courant de turbidité. Cependant, l'efficacité d'un piège peut diminuer lorsqu'il est soumis à des courants horizontaux (US-GOFS, 1989). L'estimation de la perte d'efficacité d'un piège soumis à des courants horizontaux n'est toutefois pas encore clairement établie. Pour les calculs, on considérera donc que le piège reste efficace à 100%

lors du passage du courant de turbidité. La perte d'efficacité du piège et le biais qu'elle provoque dans l'estimation de la masse collectée seront discutés dans un second temps.

Comment calculer le flux vertical dans les différentes parties d'un écoulement (tête, corps et queue) ?

Les pièges à particules permettent d'estimer le flux vertical lié au passage du courant de turbidité dans son ensemble (tête + corps + queue). Les mesures de courant permettent d'identifier la période de temps correspondant au passage de la tête et du corps.

Dans le piège à particule, le godet en place pendant le passage de l'événement, qu'on nommera godet n°1, mesure le passage de la tête et du corps de l'écoulement (Figure V-11c), puis le passage de la queue (Figure V-11d et e). Si les vitesses enregistrées montrent que le passage de la tête et du corps des courants de turbidité ne dure en moyenne qu'une dizaine d'heures (Figure IV-8), les pièges montrent que la décantation du nuage turbide (la queue) peut continuer pendant 9 à 27 jours (Figure V-11f), i.e. sur un à deux godets supplémentaires, nommés godet n°2 et n°3.

Dans la masse totale de sédiments collectés par le godet n°1, il faut estimer la proportion de particules en provenance de la tête et du corps de l'écoulement et la proportion de particules en provenance de la queue (Fig. V-12a). Dans le godet 2, le flux particulaire n'est lié qu'à la décantation de la queue du courant. Dans le godet 3, le flux particulaire moyen est la composante du flux particulaire généré par la queue et du flux particulaire hémipélagique, négligeable, une fois qu'elle a fini de décanter (Figure V-12b). En faisant l'hypothèse que la vitesse de décantation du nuage turbide est constante dans le temps et que le flux hémipélagique est négligeable en comparaison de la décantation turbide, le flux de décantation correspond au flux calculé pour le godet n°2.

Dans le godet 1, si on multiplie le flux particulaire généré par la queue (estimé grâce au godet 2) à la durée comprise entre la fin du passage du corps et le changement de godet, on obtient la quantité de matière apportée par la queue. Le reste du sédiment a donc été apporté par la tête et le corps du courant (surface verte dans figure V-12c). En multipliant cette quantité par la durée de passage du corps, on obtient le flux vertical lié au passage du corps du courant de turbidité (Figure V-12d).

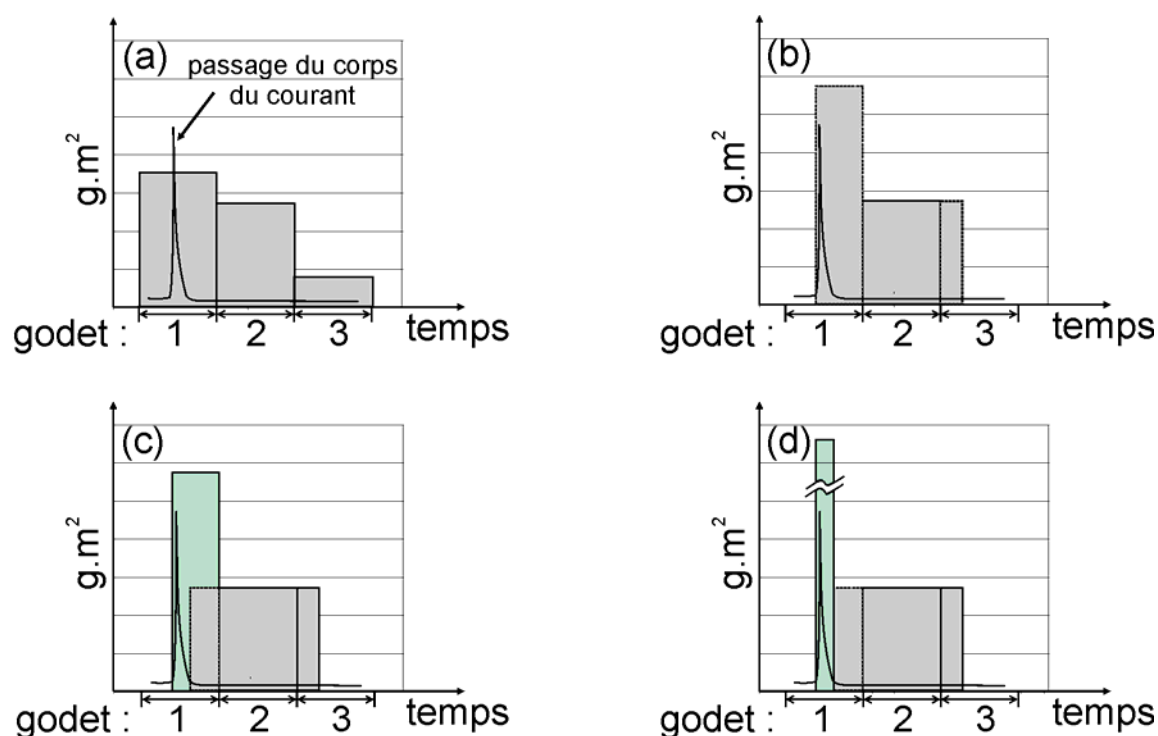


Figure V-12: Estimation du flux particulaire vertical généré par le corps et la queue du courant à partir des pièges à particules. (a) : Les flux particuliers mesurés par les godets (aire grises) correspondent à une masse de sédiments par unité de surface et par unité de temps. (b) : On considère que le flux particulaire moyen mesuré par le piège ne résulte que du passage du courant (tête et queue). (c) : on considère ensuite que le flux particulaire généré par la décantation de la queue est constant dans le temps, ce qui permet d'estimer dans le godet 1 la quantité de matière en provenance de la queue et celle en provenance du corps du courant. (d) : en multipliant la quantité de matière en provenance du corps par la durée de son passage, on peut estimer le flux vertical au sein du corps du courant de turbidité.

Deux courants de turbidité peuvent co-exister sur un intervalle de temps très court. Dans notre étude, il arrive alors qu'un même godet collecte les particules en provenance de la queue d'un premier courant et celles en provenance du corps et de la queue d'un second courant (Figure V-13a). Dans ce cas de figure, deux hypothèses sont envisagées pour estimer le flux particulaire généré par la queue du premier courant. Dans la première hypothèse, on considère que la contribution de la queue du premier courant est négligeable. (Figure V-13b). Les sédiments collectés dans le godet 2 sont entièrement attribués au second courant et répartition entre la tête+corps et la queue est déterminée suivant le schéma de la figure V-12. Le sédiment du godet n°1 est dans ce cas entièrement attribué à la tête+corps du premier écoulement (Fig. V-13b) Dans la seconde hypothèse, on considère que la queue du premier courant génère un flux équivalent à celui du second courant, et que ce nuage décante jusqu'au passage du second courant (Figure V-13c). Par la même méthode de calcul, on estime ensuite la proportion de sédiments issus de chaque partie des courants (corps et queue(s)) et leur contribution respective. La première hypothèse surestime les flux verticaux générés par les corps des deux courants, tandis que la seconde les sous-estime.

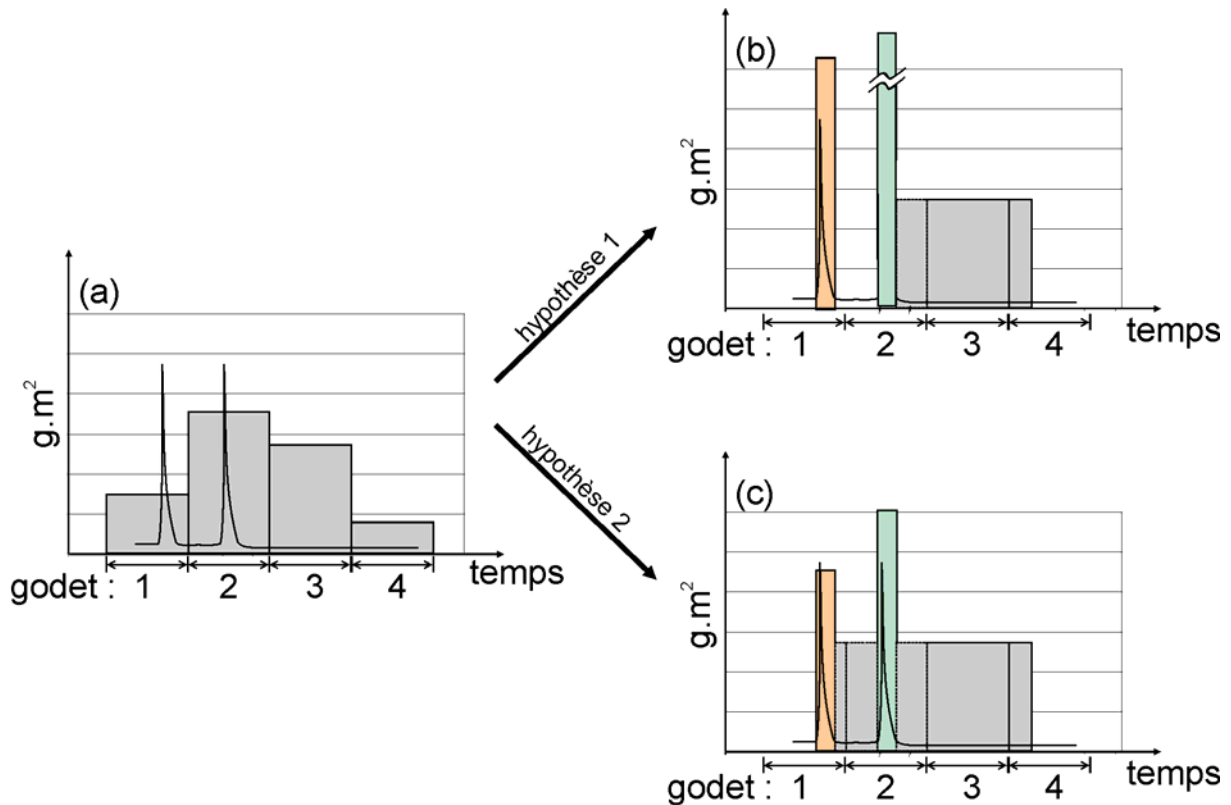


Figure V-13: Estimation du flux particulaire vertical généré par le passage de deux courants de turbidité, à partir des pièges à particules. (a) : Les flux particuliers mesurés par les godets (aire grises) correspondent à une masse de sédiments par unité de surface et par unité de temps. (b) : On considère que le flux particulaire moyen mesuré par le godet 1 ne résulte que du passage du corps du premier courant. (c) : on considère que le flux particulaire moyen généré par la décantation de la queue est constant dans le temps, ce qui permet d'estimer dans le godet 1 et 2 la quantité de matière en provenance du nuage et celle en provenance des corps des courants et ainsi d'estimer les flux verticaux liés aux corps des deux courants et à la queue du deuxième courant.

Pour calculer la masse totale impliquée par un écoulement turbiditique nous disposons du flux vertical (tête+corps et queue) et du flux horizontal (uniquement pour la durée de passage de la tête+corps) déterminé par l'équation (5). La masse totale impliquée dans un écoulement correspond à la somme de la masse totale décantée (flux vertical) et de la masse en mouvement (flux horizontal) qui a dépassé le dernier mouillage où a été détecté l'écoulement. Dans notre étude, le système peut être divisé en deux boîtes, dont la première représente le canyon depuis l'embouchure du fleuve jusqu'au mouillage VV, et la seconde le canyon et la partie amont de la vallée supérieure entre les mouillages VV et VA (Figure V-14a). Pour chaque boîte nous pouvons calculer la masse totale décantée et la masse en mouvement qui est « sortie » de la boîte. La masse de sédiment pour la boîte amont est calculée avec les flux obtenus à partir du mouillage VV, la masse de sédiment pour la boîte aval est calculée avec les flux obtenus à partir du mouillage VA. La masse totale d'un écoulement ayant dépassé VA est égal à la somme des masses décantées dans les deux boîtes et de la masse en mouvement en VA.

La masse décantée est obtenue en multipliant le flux vertical par la surface de la boîte et par la durée de la décantation, la masse en mouvement est calculée en multipliant le flux horizontal par la section de la boîte et par la durée de passage de la tête+corps. Pour déterminer la surface et la section, nous devons faire l'hypothèse qu'un courant de turbidité couvre toute la

largeur du canyon et estimer la hauteur de l'écoulement. Cette hauteur se situe entre 70 m et 400 m car les écoulements ont généralement débordés sur la terrasse C située à 70 m au dessus du fond du chenal et car les lignes de mouillages déployées ont montré que les écoulements n'ont pas atteint les pièges à sédiment placés à 400 m au dessus du fond. Des mesures de vitesse obtenues à l'aide d'un ADCP disposé à 300 m au dessus du canyon ont permis de déterminer que des écoulements équivalents à ceux enregistrés en VV et en VA (même gamme de débits du fleuve, de vitesses et de flux particuliers) ont atteint une hauteur maximale de 100 m (données des campagnes SOLVEIG, cf. Silva Jacinto et Khripounoff, Comm. Pers.). La surface et la section des boîtes a donc été calculée à partir de cette hauteur au dessus du fond du canyon et de la vallée. La section a été calculée perpendiculairement au canyon à l'emplacement des mouillages (Figure V-14b).

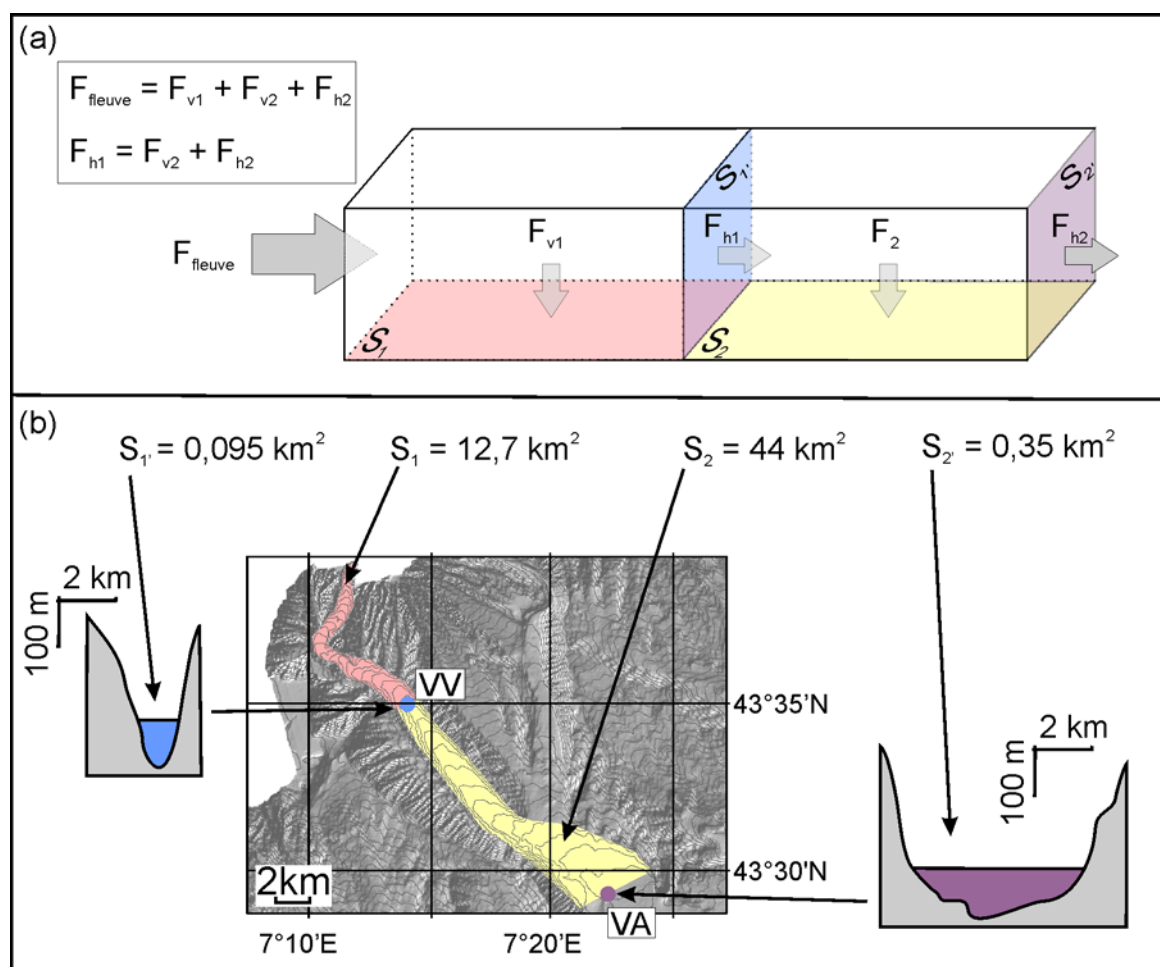


Figure V-14: Estimation du bilan sédimentaire théorique dans le canyon et la Vallée Supérieure du Var. (a) Le système peut être divisé en deux boîtes, pour lesquelles le flux entrant est égale à la somme des flux de dépôt et flux sortant. (b) Chaque surface des boîtes est calculée en fonction de la morphologie du canyon et de la Vallée Supérieure et pour un écoulement épais de 100 m et confiné dans le chenal.

Le calcul des bilans sédimentaires a été réalisé sur les courants de turbidité hyperpycnaux du 25 septembre 2006 et des 7 et 9 décembre 2006. L'écoulement de septembre a été enregistré par les mouillages VV et VA (Figure V-15). En VV, le godet en place pendant le passage du courant peut avoir collecté une partie de la queue de la bouffée turbide du 17 septembre (Figure V-15a), en conséquence le bilan a été calculé à partir des deux hypothèses présentées

dans la figure V-13. Les écoulements de décembre 2006 n'ont été enregistrés qu'en VV car le mouillage VA n'était pas opérationnel et les calculs n'ont été faits que pour la boîte amont (Figure V-15a).

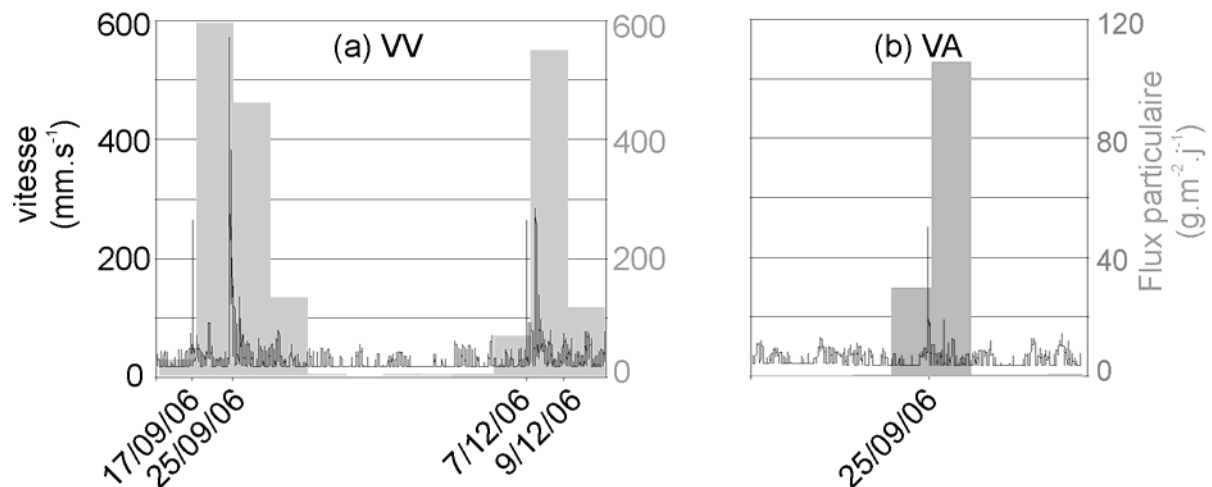


Figure V-15: Vitesses des courants (courbe) et flux particulaires (graphe en barre) en VV (a) et VA (b) pendant la période couvrant les événements du 25 septembre et du 7 et 9 décembre 2006.

3. Résultats et discussion

Pour pouvoir comparer le bilan sédimentaire des courants du 7 et 9 décembre avec la masse exportée par le fleuve, les résultats ont été regroupés (Tableau V-4).

$(\times 10^3 t)$	fleuve masse exportée	boite 1 (embouchure - VV)		boite 2 (VV - VA)		Masse totale dans le système
		masse déposée	masse exportée	masse déposée	masse exportée	
25 septembre 2006	400	hypothèse 1		54	9	199
		136	130			
		hypothèse 2		54	9	154
		91	42			
7 et 9 décembre 2006	480	hypothèse 1				160
		84	75			
		hypothèse 2				156
		84	72			

Tableau V-4 : Estimation du bilan sédimentaire ($\times 10^3$ tonnes) des événements du 25 septembre et du 7 et 9 décembre 2006. La masse de sédiments en suspension exportée par le fleuve est comparée à la masse totale de sédiments dans le système, qui comprend les sédiments déposés dans chaque boîte et ceux exportés hors de la dernière boîte.

Le bilan de masse calculé pour les courants de turbidité hyperpycniaux est 2 à 3 fois plus faible que la masse estimée des sédiments exportés en suspension par les crues associées (Tableau V-5). Plusieurs hypothèses peuvent être proposées pour expliquer ces différences : (i) la masse de sédiments exportée par le fleuve est surestimée, (ii) lors de la crue la totalité du panache de surface ne plonge pas et une partie est dispersée par les courants de surface, (iii) la masse de sédiment impliquée dans les courants de turbidité est sous-estimée.

3.1. Estimation de charge solide en suspension dans le fleuve

L'estimation de la charge solide repose sur la corrélation établie pour le fleuve Var entre le débit liquide et le débit solide. En proposant cette corrélation, (Mulder et al., 1997) considèrent que pour un débit donné, elle sous-estime probablement la valeur de charge solide, puisqu'elle ne tient pas compte du transport par charriage et puisque le manque de données rend difficile la quantification du pic de charge solide (voir chapitre II, paragraphe D.5). D'un autre côté, cette estimation s'appuie sur des données anciennes (1971) qui ne reflètent pas les aménagements du fleuve et de son bassin versant réalisés depuis. Les seuils mis en place le long du fleuve piègent des sédiments (Guglielmi, 1993), ce qui doit faire diminuer la quantité de matériel exporté. La couverture végétale du bassin versant, en augmentation depuis 1963 a réduit la surface d'action de l'érosion sur le bassin versant (Voiron, 2008). Finalement, la charge solide en suspension estimée pourrait être moins importante que celle calculée. Sans nouvelles mesures pour calibrer la relation entre charge solide et débit liquide, il nous est impossible d'estimer l'erreur dans le calcul de la quantité de sédiments exportée par le fleuve.

3.2. Estimation de la proportion du panache de surface impliqué dans un courant de turbidité hyperpycnal

Dans notre étude, nous avons proposé que les courants de turbidité hyperpycnal observés résultent d'un plongement du panache de surface par sédimentation convective. Ce phénomène ne correspond pas à un plongement direct de l'eau turbide du fleuve. Il traduit une instabilité du panache qui se manifeste par la chute de digitations de sédiments. Une partie du panache seulement est soumise à cette instabilité (Parsons et al., 2001). Cela signifie qu'une partie de la masse exportée par le fleuve reste en surface et est dispersée par les courants. Il n'existe à ma connaissance aucune étude qui estime la proportion de particules qui vont sédimenter par convection et alimenter le courant de turbidité hyperpycnal. Parsons et al. (2001) indiquent toutefois que plus de la moitié de la masse initiale *peut* transiter au sein du courant de turbidité hyperpycnal. On peut supposer que ces auteurs, en voulant souligner l'importance potentielle du phénomène dans la sédimentation marine, ont fourni une estimation maximale. La quantité de sédiments impliquée dans nos courants de turbidité hyperpycnal serait donc au moins deux fois moindres que la quantité de sédiments exportée en surface par le fleuve.

3.3. Estimation de la masse en décantation et en mouvement horizontal dans un courant de turbidité

Efficacité d'un piège à sédiment

Un piège à particule a été élaboré pour mesurer un flux vertical de matière, dans des environnements peu soumis aux courants. Des courants horizontaux pourraient pencher le piège, ce qui conduirait à diminuer sa surface d'ouverture. La rencontre entre le courant et le bord du piège peut créer de la turbulence, ce qui pourrait favoriser ou au contraire freiner l'introduction de particules (Butman et al., 1986). De nombreuses études ont été menées sur ce sujet et les résultats sont contradictoires (voir chapitre III, paragraphe B.4.3.). Ainsi, Gardner et al. (1997) n'ont constaté aucun changement avec un piège comparable aux nôtres dont le diamètre d'ouverture est de 30 cm. Baker et al. (1988) ont montré qu'avec des pièges comparables aux nôtres et dont le diamètre d'ouverture est de 20 cm, l'efficacité de collecte

des particules n'est que de 1 à 24% lorsque les courants dépassent les 120 mm.s^{-1} . Le flux vertical mesuré par le piège lors du passage de la tête et du corps pourrait donc être sous-estimé avec un facteur 5 à 100.

Estimation du flux horizontal des différentes parties d'un écoulement

La méthode proposée pour séparer dans le premier godet la masse de sédiment apportée par le corps et la queue du courant repose sur l'estimation d'un flux particulaire moyen lié à la décantation de la queue. Pour cela, nous avons postulé que ce flux est constant dans le temps. Cette hypothèse n'est pas exacte car le flux dépend de la concentration du nuage qui diminue à mesure que les particules décantent. Le flux particulaire lié à la queue diminue donc dans le temps. Le flux vertical calculé pour la queue d'un écoulement, intégré sur la durée du godet, est probablement sous-évalué et, le flux vertical pour la tête et le corps de l'écoulement est donc proportionnellement surestimé. En conséquence, dans le bilan le flux moyen vertical d'un écoulement (tête+corps+queue) reste inchangé mais le flux horizontal pour la tête+corps est dans ce cas surestimé. Dans le bilan sédimentaire, cela ne modifie pas la masse de sédiments déposés, mais cela surestime la masse de sédiments en mouvement horizontal.

Variabilité spatiale des flux

Nous avons postulé que les flux verticaux et horizontaux sont homogènes sur toute la surface d'une boîte et sur la verticale d'un écoulement, ce qui constitue une approximation assez importante :

- Le courant de turbidité dépose et érode des sédiments à mesure qu'il avance dans le système. Le flux et les vitesses mesurés sont plus faibles en aval ce qui montre que le courant faiblit progressivement. Les valeurs de flux et vitesse attribuées dans les boîtes de calcul sont les valeurs de la partie aval des boîtes, qui permet de postuler que le flux moyen réel est supérieur et que le bilan de masse calculé dans chaque boîte est sous-estimé.
- Les profils de concentration et de vitesse d'un courant de turbidité diminuent avec sa hauteur. En conséquence le flux horizontal, estimé à 20 m au dessus du fond (soit à 1/5ème de la hauteur d'un courant estimé 100 m) n'est pas représentatif du flux horizontal moyen sur la hauteur de l'écoulement. La masse de sédiments exportés, qui correspond au produit de ce flux sur l'ensemble de la section, est donc probablement mal estimée. La marge d'erreur doit cependant être faible, car dans un écoulement contenant des sédiments fins, le profil de vitesse et de concentration est relativement homogène verticalement (Felix, 2002).

A partir de l'ensemble des incertitudes discutées, il apparaît que nos calculs pourraient minimiser la masse de sédiments déposés à cause de (i) la capacité de fonctionnement du piège, réduite lors du passage des courants et (ii) la sous-estimation du flux vertical moyen. A contrario, nos calculs pourraient exagérer la masse de sédiments exportés en surévaluant la quantité de particules attribuées au corps du courant dans le godet. Pour l'événement du 25 septembre, le bilan sédimentaire calculé pour la boîte VV-VA indique que la masse entrante de sédiments est entre 0,6 et 2 fois plus élevée que la somme de la masse décantée et en mouvement (Tableau V-4). Cela signifie que bien que les pièges ne soient pas adaptés à la mesure des flux particuliers générés par des courants de turbidité, ils permettent tout de même d'estimer un bilan sédimentaire dans le système turbiditique du Var.

D. L'enregistrement de l'activité turbiditique dans les dépôts

1. Comparaison du flux particulaire mesuré dans la colonne d'eau et dans l'archive sédimentaire

Dans la Vallée Supérieure, les flux mesurés par le piège VA dans le chenal peuvent être comparés à l'accumulation sédimentaire de la terrasse C. Dans le chenal, le flux particulaire moyen mesuré sur deux ans est de $4,2 \text{ g.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$ (Tableau V-3). Ce flux moyen est la résultante d'une part d'un flux particulaire moyen de $0,7 \text{ g.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$ pendant toute la durée où aucun courant de turbidité ne passe, et d'autre part d'un flux moyen de $41,3 \text{ g.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$ pendant les périodes liées au passage de ces courants (Tableau V-3). Le TAM calculé sur deux ans sur la subterrasse C2, est de $27,5 \text{ g.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$, ce qui représente un flux 5,8 fois plus élevé dans les sédiments de la terrasse que celui mesuré en moyenne sur 2 ans par le piège VA (Tableau V-3). Cela permet de supposer que l'accumulation de sédiment sur la terrasse pendant ces 2 années est essentiellement liée à l'activité turbiditique. Cependant, le TAM sur la terrasse C2 est 1,5 fois plus faible que le flux associé au passage des courants de turbidité, tels qu'ils ont été mesurés par le piège dans le chenal. Plusieurs explications peuvent justifier cette différence:

- (i) La surface de la sub-terrasse se trouve à 70 m au dessus du fond du chenal, contre 20 m pour le piège à particule, et excentrée par rapport à l'axe du chenal. La concentration du courant de turbidité diminue avec sa hauteur et latéralement depuis son centre, situé dans le chenal. La terrasse a donc été exposée à une partie moins concentrée de l'écoulement que le piège à particules, ce qui expliquerait un flux particulaire moins important.
- (ii) Les particules déposées à surface de la terrasse restent exposées à l'érosion, soit durant le passage de l'écoulement, soit par l'action de courants de fond comme le Courant Nord, par exemple. En revanche les particules capturées par le piège à sédiment ne peuvent plus s'en échapper et le piège ne peut pas intégrer un flux d'érosion.

La distribution non-ubiquiste des séquences sédimentaires sur la terrasse C (Mas et al., soumis) montre que les écoulements et leur débordements (concentration et vitesse) ne sont pas uniformes. La base érosive des séquences déposées démontre l'existence d'un flux d'érosion. L'oblitération possible observée sur les séquences déposées montre l'existence de remaniements post-dépôt. Le déficit constaté sur la terrasse résulte donc probablement de la combinaison des deux phénomènes, à savoir un flux sédimentaire moindre et une érosion des dépôts.

2. Corrélation des séquences déposées avec l'activité turbiditique

La date du dépôt des nouvelles séquences sédimentaires observées sur la terrasse C peut être estimée en fonction de la date de prélèvement des carottes et grâce à l'utilisation des données issues des mouillages. Sur une échelle de temps nous avons replacé les carottes prélevées sur la terrasse C et les événements turbiditiques enregistrés à la station de mouillage VA (Figure V-16). Les événements observés en VV et susceptibles d'avoir atteint la zone alors que le mouillage VA ne fonctionnait pas ont également été ajoutés.

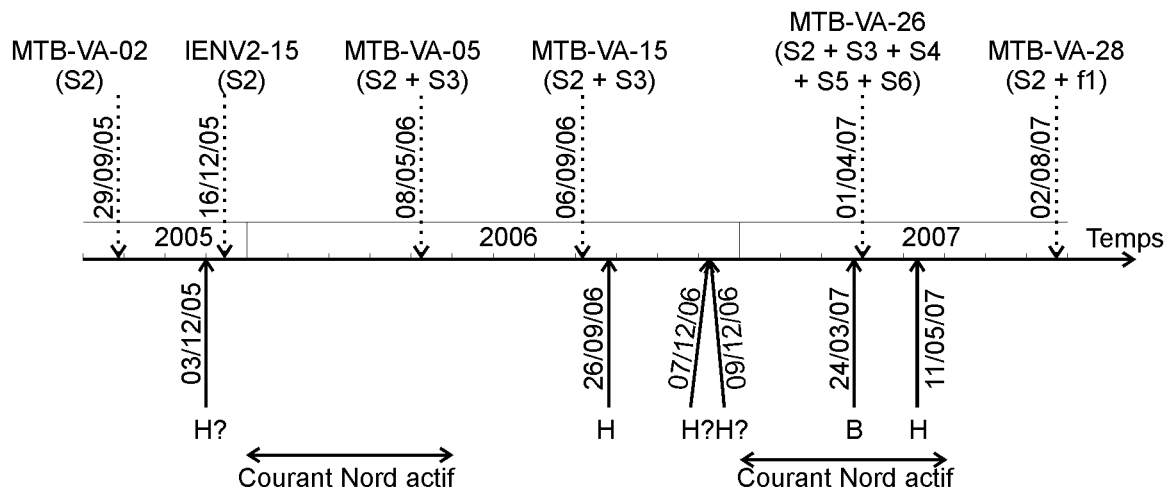


Figure V-16 : Positionnement sur une échelle de temps des carottes prélevées au cours des missions ENVAR avec les nouvelles séquences sédimentaires (en haut de l'échelle) et des différents événements enregistrés par la station de mouillage VA (en bas) avec l'activité accrue du courant Nord et les courants de turbidité de type H: courant hyperpycnal et B: bouffée turbide. Si un courant de turbidité est suivi d'un "?", cela signifie que le mouillage ne fonctionnait pas à ce moment là, mais que le courant a été enregistré dans la station VV en amont (voir Tableau V-3).

La séquence S3 a probablement été déposée entre le 29/09/2005 et le 08/05/2006. Durant cette période, un seul courant de turbidité a été enregistré, le 03/12/2005 et est probablement à l'origine de la séquence. La carotte IENV2-15 prélevée peu de temps après l'écoulement (16/12/2005) ne montre pas la présence de la séquence, mais cette carotte se situe sur la subterrasse C3 et l'absence de la séquence S3 peut s'expliquer par la variabilité spatiale des dépôts tel que cela a déjà été observé par Mas et al. (soumis).

Les séquences S4, S5 et S6 se sont déposées entre le 06/09/2006 et le 01/04/2007. Durant cette période, 4 courants de turbidité ont été enregistrés. Les trois premiers événements sont interprétés comme des courants de turbidité hyperpycnaux, et le dernier est interprété comme une bouffée turbide (cf. chapitre IV).

- S4 montre une base érosive et un granoclassement normal (Figure V-4). La présence de débris végétaux en abondance traduit l'origine continentale du sédiment qui la compose. S4 a la signature d'un dépôt de bouffée turbide, mais peut tout aussi bien résulter du dépôt d'un courant de turbidité hyperpycnal de faible magnitude, dont la phase d'accélération synchrone à la montée en charge de la crue n'aurait conduit à aucun dépôt. En effet, la phase de montée en charge est plus courte que la phase de décrue, et peut expliquer un terme granocroissant moins épais (Mulder et Alexander, 2001). Dans le cas d'une crue de faible magnitude, le terme grano-croissant pourrait ainsi être très fin, voire absent. Il n'existe pas d'argument pour trancher sur le processus exact responsable du dépôt de cette séquence.

- S5 présente les mêmes caractéristiques que S4, excepté que les débris végétaux sont rares. En ce sens, l'origine directement continentale du sédiment qui la compose semble moins évidente. Cet argument permettrait d'estimer que la séquence S5 résulterait plutôt du dépôt d'une bouffée turbide, ayant été initiée par une déstabilisation d'un faible volume de sédiments provenant de la pente continentale.

- S6 est une séquence incomplète au sommet, en partie détruite par le conditionnement de la carotte. Mais elle présente une base érosive, un granoclassement inverse et des débris

végétaux en abondance (Figure V-4). Ces trois caractéristiques permettent de supposer que S6 représente le dépôt d'un courant de turbidité hyperpycnal.

Puisque la dernière séquence déposée S6 a la signature d'une hyperpycnite, on peut supposer qu'elle résulte du passage du dernier courant de turbidité hyperpycnal, le 09/12/2006. Ainsi, S4 serait le dépôt du courant de turbidité hyperpycnal du 26/09/2006 et S5 le dépôt du courant de turbidité hyperpycnal du 07/12/2006. Cette interprétation sous-entend que la bouffée turbide du 24/03/2007 n'a pas déposé de sédiment sur la terrasse. Cela implique que S4 et S5 sont des séquences hyperpycnales incomplètes, dans lesquelles le terme granocroissant est absent.

La séquence f1 d'origine incertaine (cf. ce chapitre, paragraphe A.) a été déposée ou remaniée entre le 01/04/2007 et le 02/08/2007. Durant cette période, un courant de turbidité a été enregistré. La vitesse maximale de ce courant, de 100 mm.s^{-1} (Figure IV-8), et son flux particulaire, de $11 \text{ g.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$ (Tableau V-3), sont plus faibles que les vitesses et les flux particuliers des autres événements enregistrés en VA pendant la période de mesure. Ce courant est donc peu susceptible d'avoir érodé les séquences S3, S4 et S5 puis déposé la séquence f1. On peut supposer que ce courant n'a pas déposé de séquence et que l'unité f1 correspond aux séquences S3, S4, S5 et S6 oblitérées par la bioturbation ou remaniées par le courant nord.

Sur deux années, cinq courants de turbidité sont susceptibles d'avoir transité dans le chenal au niveau de la sub-terrasse C2. Avec quatre nouvelles séquences déposées sur cette sub-terrasse, l'archive sédimentaire a enregistré les dépôts de 80% des courants de turbidité. Ce résultat est bien évidemment à prendre avec prudence, tant la période d'analyse est courte et ne peut être représentative d'une tendance générale. La comparaison de la signature sédimentaire des séquences avec la chronologie des événements recensés ne permet pas de relier avec certitude un dépôt à un événement. Enfin, la signature sédimentologique des courants de turbidité hyperpycnaux de faible amplitude semble être différente d'un événement à l'autre, ce qui empêche d'établir avec certitude des critères de reconnaissance des séquences déposées. Ce résultat semble confirmer l'observation similaire faite dans le chapitre VI à partir des corrélations de séquences sédimentaires sur une échelle de temps et d'espace plus grande (Mas et al., soumis).

3. La préservation des dépôts dans le temps

Les séquences turbiditiques peuvent être remaniée après leur dépôt, comme le montre la comparaison des carottes MTB-VA-26 et MTB-VA-28 (Figure V-4, V-6 et V-7). Le remaniement a affecté en moins de quatre mois les 2 premiers centimètres de sédiment en effaçant les structures sédimentaires (séquences S3 à S6) et en remaniant la distribution granulométrique (Figure V-7).

L'unité sédimentaire remaniée f1, légèrement granocroissante puis granodécroissante, est comparable au dépôt de crue remanié pendant 8 mois sur la marge Nord Américaine (Drake, 1999). Le remaniement de cette couche est observé après la période d'activité accrue du courant Nord (Figure V-15) et pourrait être provoqué par de la remise en suspension. Son épaisseur est cependant trop importante pour être uniquement remaniée par les courants de fond, qui affectent généralement les premiers millimètres de sédiment (Drake et Cacchione, 1989). De plus, les courants de fond remettent préférentiellement les particules fines en suspension, ce qui est contraire à nos observations (Figure V-7). Le remaniement des dépôts semble donc être préférentiellement le fait de la bioturbation. Des analyses complémentaires

seraient nécessaires pour savoir si l'enrichissement en particules plus grossières au milieu de la séquence pourrait résulter de la formation de pellets et autres agrégats organiques (Wheatcroft et Butman, 1997).

Nos observations tendent à montrer que la signature sédimentologique d'un dépôt pourrait être préservée sur la terrasse C du système turbiditique du Var à condition que le dépôt soit suffisamment épais. Les séquences de moins de 2 cm d'épaisseur ont peu de chance d'être préservées dans l'archive sédimentaire à moins qu'elles ne soient rapidement enfouies au-delà de la zone de bioturbation. Lorsqu'un dépôt remanié sera enfoui, il apparaîtra sous la forme d'une séquence relativement peu épaisse, avec un mauvais indice de classement des grains et un contact basal diffus.

E. Conclusions

- La diminution des flux particuliers avec la distance à l'embouchure traduit la dominance des apports sédimentaires du fleuve dans le système turbiditique du Var. Les flux particuliers mesurés résultent d'apports hémipélagiques, comprenant la production biogène et la décantation des particules terrigènes en provenance du fleuve, mais également de remises en suspension par les courants de fond, et surtout du transport de sédiment par des processus turbiditique. L'apport de sédiment par les courants de turbidité contribue à plus de 80% du flux sédimentaire dans le canyon et la Vallée Supérieure sur 2 années de mesures entre septembre 2005 et août 2007. Sur la période de mise à l'eau du mouillage VV, les cinq courants de turbidité hyperpycniaux enregistrés ont contribué à 82% des apports sédimentaires totaux, contre 1,2% pour la bouffée turbide et 16,8% pour la décantation hémipélagique et les remises en suspension. Sur la période de mise à l'eau du mouillage VA, les trois courants de turbidité hyperpycniaux enregistrés ont contribué à 52% des apports sédimentaires totaux, contre 32 % pour la bouffée turbide et 16% pour la décantation hémipélagique et les remises en suspension.

- La masse totale de sédiments ayant pu se déposer et transiter dans le chenal pendant les courants de turbidité hyperpycniaux a été comparée à la masse totale de sédiment exportée par le fleuve pendant les crues à l'origine de ces événements :

Les données de débit disponibles sur l'année 2006 ont permis d'estimer que la charge solide en suspension exportée par le fleuve pendant les crues, pour une durée totale de moins de 27 jours, serait équivalente à la moitié de la quantité annuelle moyenne. L'estimation de cette charge solide doit cependant être affinée. La masse totale de sédiments ayant pu se déposer et transiter dans le chenal pendant les courants de turbidité hyperpycniaux est deux à trois fois plus faible que la quantité de matière exportée par le fleuve. Ce résultat traduit le fait (i) que la charge solide exportée pourrait être surestimée, (ii) qu'une partie du matériel exportée par la crue est dispersée dans le panache de surface, et (iii) que la méthode établie pour le calcul du bilan sédimentaire sous-estime la quantité de matière impliquée dans les courants de turbidité hyperpycniaux.

- Les courants de turbidité ayant transité dans le chenal de la Vallée Supérieure ont déposés de nouvelles séquences sédimentaires sur la terrasse C. Sur les autres terrasses et dans le chenal, le manque de carottes ou de corrélation entre elles n'a pu permettre d'évaluer la quantité de sédiments déposés. Sur la levée, où aucun courant de turbidité n'a été enregistré, aucun nouveau dépôt n'a été constaté.

- Sur les six courants de turbidité ayant transité dans la Vallée Supérieure, quatre ont déposé une nouvelle séquence sur la terrasse C. La signature sédimentologique des séquences ne permet pas de trancher avec netteté sur le type de courant de turbidité (bouffée turbide ou courant de turbidité hyperpycnal) responsable de leur dépôt. Chaque séquence sédimentaire déposée n'a donc pas pu être reliée avec certitude à un courant de turbidité en particulier.
- La préservation des séquences turbiditiques enregistrées par la terrasse C pourrait ne pas excéder quatre mois pour des séquences épaisses de moins de 2 cm. En outre, le remaniement des séquences, par les courants de fond et par la bioturbation, produit une couche contenant du sédiment mal classé et dont les contacts sont diffus, équivalente au faciès 8 présenté dans le chapitre VI (Mas et al., soumis).

Chapitre VI: la distribution dans le temps et l'espace des dépôts sédimentaires

La compréhension du fonctionnement passé et récent des systèmes turbiditiques se base sur l'archive sédimentaire qui contient, grâce à la composition, morphologie et structure interne, des informations sur les facteurs forçant, les sources et les processus de dépôt. La répartition spatiale des dépôts, en relation avec la morphologie préexistante permet de comprendre le cheminement des courants gravitaires et ainsi d'évaluer leur comportement face aux changements de topographie, i.e. leur capacité à éroder, transporter ou déposer des sédiments. La fréquence des dépôts permet également de comprendre comment s'enregistrent et se préservent les différents processus de transfert sédimentaire. Il est donc nécessaire de déterminer où l'archive sédimentaire peut préserver l'enregistrement saisonnier et annuel et sur quelle échelle de temps se fait la préservation, et où l'archive ne préserve que les événements exceptionnels, pluriannuels.

Ce chapitre est constitué de trois parties. La première partie résume les principaux résultats de l'article. La deuxième partie est constituée par un article soumis à *Marine Geology* et accepté sous condition de corrections modérées (cf. annexes). L'article recense les faciès sédimentaires, leur distribution et leur interprétation en terme de source et de processus de dépôt. Dans la troisième partie, une discussion commencée dans l'article sur les taux d'accumulation et la fréquence des dépôts en fonction du contexte morphologie, est étendue jusqu'à l'Holocène.

A- Résumé des principaux résultats

Les zones de dépôt et d'érosion du système ont été définies à partir des images SAR et des taux d'accumulation estimés à partir des carottes sédimentaires. Le chenal est une zone de transit, dans laquelle on observe de nombreuses traces d'érosion et dans laquelle les dépôts sont épisodiques et localisés. On compte une séquence déposée tous les 25 ans en moyenne. La ride Sédimentaire du Var est une zone de dépôt, mais peu d'événements sont capables de déborder et d'y déposer du sédiment. On y compte un dépôt turbiditique déposé tous les 14 ans. Les faciès sédimentaires observés sur les terrasses dépendent de leur hauteur par rapport au fond du chenal. Sur les terrasses peu élevées, la semelle érosive des courants gravitaires érode la majeure partie des dépôts, et on compte seulement 3 à 7 séquences sédimentaires préservées à l'échelle du dernier siècle. Sur les terrasses hautes par contre, on observe peu de traces d'érosion, et ces terrasses présentent un enregistrement haute fréquence de l'activité turbiditique du système à l'échelle du siècle, avec le dépôt d'une séquence sédimentaire tous les 1 à 1,5 ans.

Cinq types de séquences sédimentaires sont observés dans le système turbiditique du Var. La séquence 1 se compose d'une couche de sable massif ou présentant un granoclassement normal frustré et correspond au dépôt d'un écoulement laminaire de type coulée de débris sableuse (Mulder et Cochonat, 1996). La séquence 2 se compose de la séquence de Bouma (Bouma, 1962) et correspond au dépôt d'un courant de turbidité de haute densité, composé d'une partie basale présentant un régime laminaire et d'une partie supérieure turbulente (Mulder et Alexander, 2001). La séquence 3 se compose des termes Td-e de la séquence de Bouma (Bouma, 1962) et est généralement attribué au dépôt d'une bouffée turbide (Mulder et Alexander, 2001). Elles peuvent aussi résulter de courant hyperpycnal de faible magnitude, ou la phase d'accélération du courant n'aurait pas été enregistrée dans les dépôts. Les séquences 4a et 4b, qui présentent un terme granocroissant surmonté d'un terme granodécroissant correspondent au dépôt d'un courant de turbidité hyperpycnal de haute et faible magnitude respectivement (Mulder et al., 2001a). La séquence 5, composée d'une lamine silto-argileuse au contact diffus correspond à la décantation d'un nuage turbide en relation

avec soit un panache hypopycnal, soit la queue d'un courant de turbidité. Cette séquence peut également résulter d'une altération post-dépôt des sédiments, par des courants de fond ou de la bioturbation (Wheatcroft et Drake, 2003).

Ces séquences sédimentaires sont déposées par 4 processus de transport particulaire, regroupées en deux grandes catégories, que sont (i) les événements de grande magnitude et faible fréquence et (ii) les événements de faible magnitude et forte fréquence. La catégorie des événements de grande magnitude comprend (1) les écoulements concentrés et courants de turbidité de haute densité, générés par des glissements affectant une large portion de la pente continentale et parmi lesquels se compte le glissement de l'aéroport en 1979 (Gennesseaux et al., 1980), et (2) les courants hyperpycnaux générés par une forte crue du fleuve Var, avec un débit plusieurs dizaines de fois supérieur au débit annuel moyen. La catégorie des événements de faible magnitude comprend (3) les bouffées turbides générées par des ruptures superficielles des sédiments sous-consolidés (Mulder et al., 1996a), et (4) les courants de turbidité hyperpycnaux, générés lors des crues annuelles par des phénomènes de sédimentation convective au sein du panache de surface (Parsons et al., 2001).

Les événements de grande magnitude affectent la morphologie du système turbiditique, puisqu'ils érodent le fond du chenal et les terrasses peu élevées, depuis le canyon jusque dans la Vallée Moyenne. Ils déposent des séquences sédimentaires grossières et épaisses sur l'ensemble des terrasses et localement dans le chenal, sous forme de taches. Ils participent en outre à la construction de la Ride Sédimentaire du Var, en y déposant des séquences fines généralement argilo-silteuses.

Bien qu'ayant une fréquence de retour élevée, les événements de faible magnitude affectent peu la morphologie du système turbiditique, puisqu'ils restent confinés dans sa partie amont (Canyon et Vallée Supérieure). Ils déposent sur les terrasses des séquences sédimentaires épaisses de quelques millimètres à centimètres, composées généralement de sédiment argilo-silteux. Ces séquences déposées sur les terrasses basses peuvent être facilement érodées par la semelle érosive des courants de turbidité.

En outre, ces événements de faible magnitude sont fortement soumis à la topographie qu'ils traversent, même à l'échelle de quelques mètres, ce qui conditionne le type de séquence sédimentaire qu'ils déposent. La corrélation des carottes entre elles permet ainsi de mettre en évidence qu'un même événement de faible magnitude génère des dépôts dont la signature sédimentologique peut être perçue de manière différente d'une carotte à l'autre. Ainsi, un même courant de faible magnitude peut déposer soit une séquence granodécroissante (séquence de type 3), soit une séquence grano-croissante puis grano-décroissante (séquence de type 4b), ou encore une séquence composée d'une lamine diffuse de sédiments argilo-silteux mal classés (séquence de type 5). Selon l'endroit où le courant passe, la séquence sédimentaire qu'il dépose peut donc être interprétée comme résultant du dépôt d'une bouffée turbide (séquence 3), d'un courant de turbidité hyperpycnal (séquence 4b) ou de la décantation d'un nuage turbide (séquence 5).

En considérant que seul un courant de turbidité hyperpycnal de faible magnitude est capable de générer les trois types de séquences sédimentaires décrites ci-dessus, il a été estimé que la fréquence de retour de ces courants, de l'ordre de 1 à 1,5 an est supérieure à la fréquence de retour théorique calculée à partir des mesures de débit, établie à 2 ans par Mulder et al. (1997b).

B- Article "Multiscale spacio-temporal variability of sedimentary deposits in the Var turbidite System (North-Western Mediterranean Sea)"

Multiscale spacio-temporal variability of sedimentary deposits in the Var turbidite System (North-Western Mediterranean Sea)

V. Mas^{*,1,2}, T. Mulder², B. Dennielou¹, S. Schmidt², A. Khripounoff³, B. Savoye¹

- 1- Ifremer, Département des Géosciences Marines, BP70, F-29280, Plouzané
- 2- Université de Bordeaux, UMR CNRS 5805 EPOC, Avenue des Facultés, F-33405 Talence
- 3- Ifremer, Département des Ecosystèmes et Environnements Profonds, BP70, F-29280, Plouzané

Abstract:

The Var Turbidite System is a small sandy system located in the Ligurian Basin (Mediterranean Sea). It is active during present sea-level highstand and shows four types of sediment transfer process: (1) low-density turbidity surges generated by small-scale failures (2) low-magnitude, high-frequency (yearly) hyperpycnal turbid plumes, (3) high-magnitude, less-frequent, hyperpycnal currents and (4) high-magnitude flows generated by large slope failures. These processes have different imprints on the morphology of the system. Inversely, the topography plays a role on the behaviour of these flows. The depositional and erosional architecture of the system has been investigated in detail on the basis of SAR imagery and a dense set of recurrent interface cores. The inner terraces located in the upper part of the turbidite system are generally depositional and thus highly records the recent sediment transfer processes. But the lower the elevation, the more terraces are affected by turbulent flow erosion. Downward, the channel-floor is a complex area where flows mainly by-pass but locally erode or deposit. The levee is dominantly depositional, but only record high-magnitude events, able to spill over. Low-magnitude, high-frequency events, such as yearly hyperpycnal currents are confined in the upper part of the system and thus have little control on system architecture. Moreover, they provide only thin deposits that can be misinterpreted in terms of involved process, and will probably be erased from the geological record. High-magnitude events have strong control on the system architecture as they erode the channel-floor and participate in the construction of the Var Sedimentary Ridge.

Keywords:

Var; France; Gravity processes; Mediterranean; turbidity current; hyperpycnal; flood

1. Introduction

Research on modern turbidite systems contributes to improve our knowledge of the sedimentary processes involved in sediment transfers from the continent to the deep seas (Piper and Normark, 2001). Understanding the spatial and temporal behavior of submarine sediment-laden gravity flows is of primary interest as it will directly control the architecture of deep-sea sedimentary systems and the distribution of sediment. Changes in slope gradient have a major influence on sediment deposition (Pickering et al., 1989), by controlling the non-uniformity of gravity flows or by confining them (Kneller & Buckee, 2000). Local topographic changes generate local flow structures that affect the rates of transport, erosion and deposition, leading to diverse depositional signatures. Moreover, great attention should be paid to the relation between the present activity of processes and their preservation in the geological record. The alteration and preservation of sedimentary records, especially single-event layers, remains a key question for the understanding of deep-sea turbidite system construction and evolution. Investigations on marine sediments are limited because processes acting in a deep-sea turbidite system can be misinterpreted when based on sparse samples. To overcome this problem, repetitive and accurate coring with good spatial resolution is needed to understand the spatial and temporal evolution of sediment transfer processes from the continent to the deep sea.

The Var Canyon (Western Mediterranean Sea) records significant sediment transport during the present sea level highstand (Mulder et al., 1998). Earlier investigation provided evidences of sediment gravity flows related to floods of the Var River (Genesseeux et al., 1971; Mulder et al., 2001a; Khripounoff et al., in press.), small-sized turbulent surges (Mulder et al., 1998) or massive slope failure such as the Nice airport slump and turbidity current in 1979 (Piper and Savoye, 1993; Mulder et al., 1997a; Dan et al., 2007). Furthermore, a terrace on the side of the Var Upper Submarine Valley offers a depositional site of very high sedimentation rate during the last century (Mulder et al., 2001b) which enables to understand how these events are recorded in the sedimentary series. Consequently, the Var Deep-Sea Turbidite System is a good place to study the occurrence and the behaviour of the different types of sediment transfer processes at different time and space scales.

Using a new significant amount of data, this paper aims to investigate the distribution and evolution in time and space of the first meter of sediment lying below the seafloor. The role of the seabed morphology on the behaviour of turbulent flows will be addressed. A dense spatial set of recurrent piston cores recovered on several morphological features along the Var Canyon, valley and sedimentary ridge provides an opportunity to constrain the role of micro-topography on depositional processes.

2. Regional settings

2.1. Geological setting

The Var turbidite system is located in the Ligurian Sea off France (Fig. 1). The morphology of the continental slope results from the complex interactions between tectonic heritage, Messinian paleomorphology and sedimentary processes during the Quaternary (Mauffret et al., 1973). The continental shelf is very narrow (2-3 km) or even absent offshore the Var River mouth (Fig. 2). The steep continental slope has an average gradient of 13° but values ranging up to 20°-30° are common (Mulder et al., 1996). Slopes greater than 30° are found on the sides of the canyon (Mulder et al., 1996).

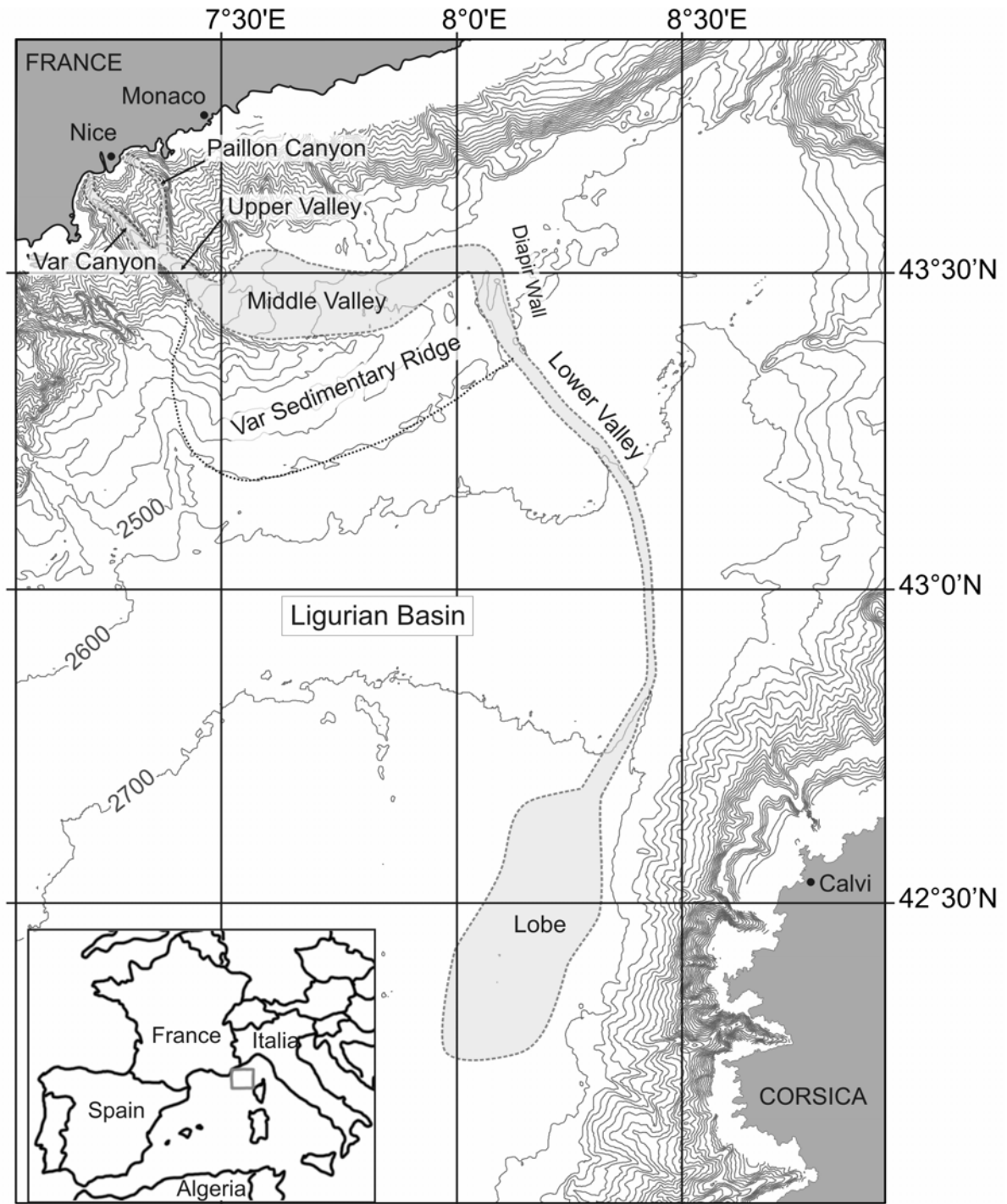


Figure 1: Location map of the Western Mediterranean Sea showing the Var Deep-Sea Turbidite System in the Ligurian Basin. Bathymetry is from IFREMER Database.

The Var turbidite system is connected to the Var and the Paillon rivers by two deeply incised canyons, the Var and the Paillon canyons (Fig. 2). The Var deep-sea fan began to form during the Messinian and developed during the Pliocene and Quaternary as the results of the progradation of the Var Delta (Savoye et al., 1993).

- The Var Canyon extends from the river mouth to 1600 m water depth. The head of the canyon is sinuous and flat floored and the slope at the bottom decreases gradually from 11° to 4°. Width gradually increases downwards from 300 and 1250 m.

- At the confluence between the Var and the Paillon canyons (N43°30.9, E7°20), the Upper Valley extends 12 km south-eastward to water depths of 2000 m. The slope at the bottom of the valley gradually decreases from 4° to 2°.
- After an eastward bend (N43°26.8, E7°26.3) the valley widens and forms the 50 km long Middle Valley, down to water depths of 2500 m. The end of the Middle Valley corresponds to a southeast bend, near a continuous line of salt diapirs, named the "Diapir Wall" (Savoye et al., 1993). The channel floor valley is divided into several minor channels, separated by large hillocks. The slope at the bottom of the Middle Valley decreases from 2° to 0.3°. The Middle Valley is limited to the north by a small discontinuous levee, and to the south by a hypertrophied levee called the Var sedimentary ridge (Piper and Savoye, 1993). The cross-section of the Var Sedimentary Ridge is asymmetrical with a steep and narrow northern flank and a flat and wide southern flank. Its elevation from the seafloor decreases eastward from 400 m to less than 30 m. In the eastern part of the Ridge, the boundary between the levee and the valley is gradual whereas upstream, steep walls separate the levee from the valley (Migeon et al., 2000).
- The Lower Valley extends over 100 km to the southeast. Its slope decreases from 0.3° to 0.1°. It feeds the distal sandy lobe complex, at 2700 m water depth (Bonnel, 2005).

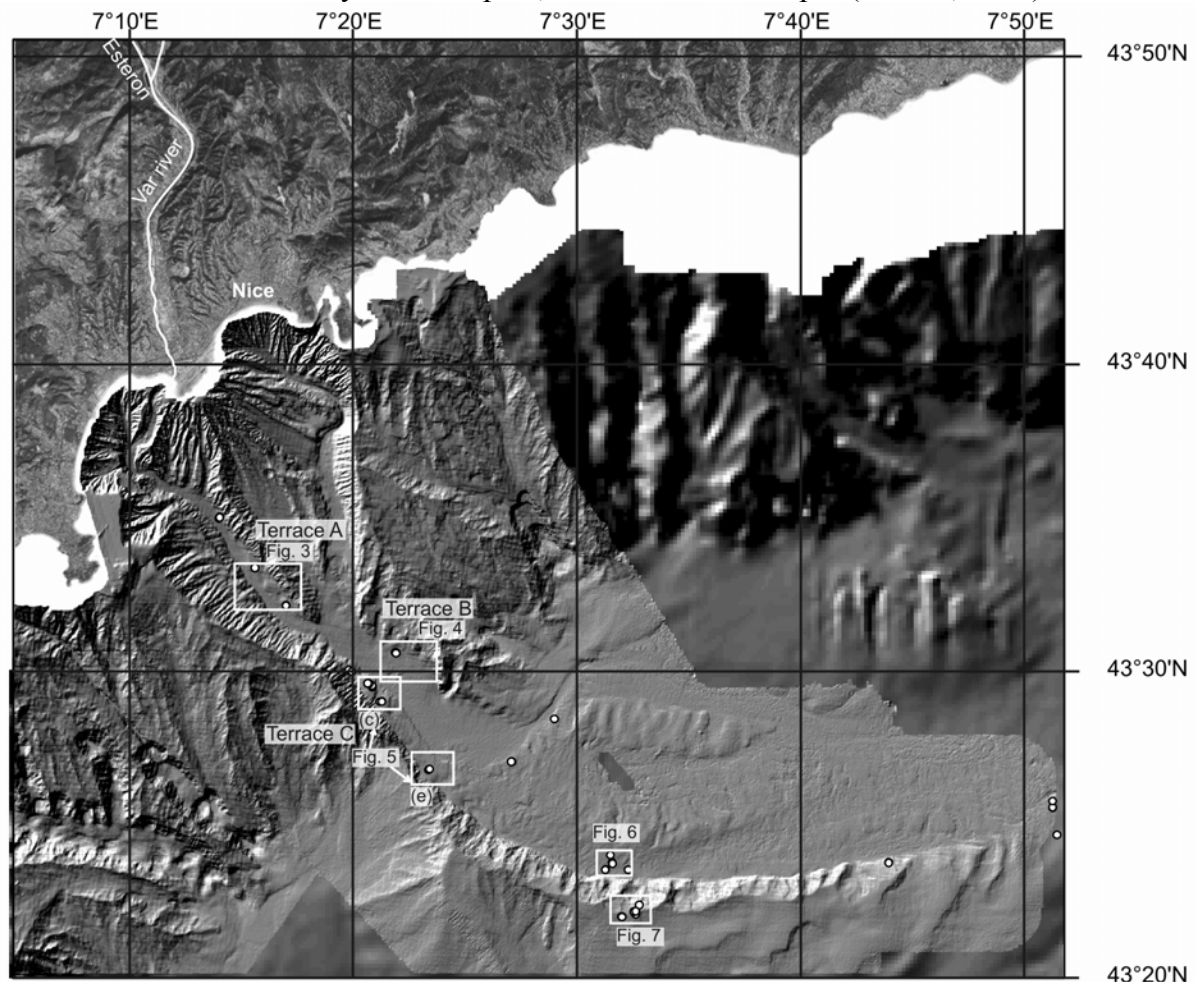


Figure 2: Shaded topographic map of the study area. Rectangles indicate location of blow-up of side-scan sonar images. White dots indicate location of sediment cores.

The floor of the Canyon to the Middle Valley is covered with gravel waves with a few metres in amplitude and 30 to 40 m in wavelengths (Malinverno et al., 1988). In the canyon, gravel waves are partially covered by a thin Quaternary mud layer (Klaucke et al., 2000). In the

lower course of the valley, they are covered by Quaternary sediments but are exhumed at the base of large scours (Piper and Savoye, 1993). In the Var Sedimentary Ridge, a field of sediment waves partly covers the Ridge, from 2000 to 2600 m depth (Gennesseaux et al., 1985; Migeon et al., 2000). Levee deposits are composed of sandy to muddy turbidites (Foucault et al., 1986; Migeon et al., 2000).

Terraces are found along the submarine canyon and valley. In the Var Canyon, the present terraces lie at approximatively 50 m above the channel floor (Klaucke et al., 2000). The surface of these terraces is irregular in the upper sinuous part of the canyon and become flat in the straight part of the canyon. In the Upper Valley, on the left side, a terrace lies at 30 m above the channel floor. On the right side, the terrace lies between 30 m and 100 m above the channel floor.

Our study focuses on the upper part of the system, and includes the Var Canyon, Upper Valley, Middle Valley and the right-hand part of the Var Sedimentary Ridge.

2.2. Oceanographic setting

The major regional hydrodynamical feature in the Liguro-Provençal Basin is the Northern Current (Millot, 1991), a well-defined cyclonic circulation, approximatively 50 km-wide, mainly flowing anticlockwise along the coast (Millot, 1987). Its activity and structure change markedly seasonally. In summer, *i.e.* from June to November, the Northern Current is relatively wide and shallow and displays reduced mesoscale variability. In winter, *i.e.* from December to May, it becomes thicker and narrower and it tends to flow closer to the slope. Moreover, it commonly displays meanders with wavelengths ranging from tens to a hundred kilometres (Taupier-Letage and Millot, 1985). These meanders have phase speeds of 10-20 km/day (Millot, 1999). Moreover, in autumn, these meanders fluctuate every 3-6 days, inducing a residual flow with a direction perpendicular to the coast (Sammari et al., 1995).

2.3. Hydrographical and hydrological setting

The Var River is a 120 km long mountainous river which drains an area of 2820 km². Its main tributaries are the Tinée, Vésubie and Estéron rivers. The river flows across geological formations dominantly composed of marls and silts (Mulder et al., 1998). The mean annual water discharge, calculated using data collected between 1985 to 2007 is 53 m³/s (Mulder et al., 1997b). The Var River is subjected to flash floods, related to snow melting, in the spring and to storms in autumn (Sage, 1976). During exceptional floods the water discharge can be up to a hundred times higher than the annual mean. For example, in September 1994, the maximum discharge reached 3770 m³/s. The estimated sediment discharge at the mouth of the river ranges between 1.3 and 1.6x10⁶ t yr⁻¹ but may be larger if suspended concentration related to floods occurring after a dry period is taken into account (Mulder et al., 1997b). Furthermore, these values do not include the bedload transport. During floods, suspended particle fluxes reach values ten times higher. For example, in September 1994, calculations show that the river flood transported 18x10⁶ t of sediment to the sea, creating a hyperpycnal turbidity current (Mulder et al., 1997b).

2.4. Previous work on gravity-flow processes and trigger mechanisms

Gravity-flows are triggered by two main mechanism in the Var Turbidite System: mass-wasting, and river floods (Mulder et al., 1998 ; Migeon et al., 2006):

(1) Mass-wasting event mostly affect sediments of the upper part of continental slope. In the Var system are distinguished large slope failures from small ones. Large failures, potentially earthquake-triggered, have a frequency of less than one event every 100 years (Mulder et al., 1998). These large-scale sediment remobilization could be able to generate voluminous, high-magnitude turbidity flows by transforming the mass-wasting through a transitional phase called ignition (Parker, 1982; Piper et al., 1992). The best-known example for such failure is the Nice airport failure (Genesseeux et al., 1980; Dan et al., 2007). This event generated an ignitive high-density current, which lasted more than 24 hours (Mulder et al. 1998). Small-scale mass-wasting are described as shallow failures, usually retrogressive and generally restricted to the uppermost layers of slope sediments, up to 10 m (Migeon et al. 2005). They are inferred to be triggered by the excess pore pressure created by the fast accumulation of sediment during floods (Mulder et al., 1998). They remobilize small volume of sediment compared to large-scale failures and thus, might probably generate small turbidity surges as those observed by Genesseeux et al. (1971). The estimated occurrence of such surges is one event every 1 or 2 years (Mulder et al. 1998)

(2) River floods generating hyperpycnal turbidity currents are also a common process in the Var system (Khripounoff, 2009). Hyperpycnal flows are a particular sub-type of turbidity currents, generated by the plunging of a dense sediment plume during floods (Mulder et al., 2001a). This necessitates a critical concentration of 42 kg/m^3 in this climatic setting (Mulder et al., 2003). The corresponding threshold in discharge for the Var River is approximately $1250 \text{ m}^3/\text{s}$ (Mulder et al., 1997b). Using these parameters, statistical computation suggested that the Var River can generate a flood forming a hyperpycnal flow every 3 to 21 years (Mulder et al., 1998). This estimate could be reduced using the reconcentration processes such as convective sedimentation (Parsons et al., 2001). Thus, hypopycnal (surface) plume with a sediment concentration as low as 1 kg/m^3 may form a hyperpycnal flow.

3. Materials and methods

The bathymetric map is a compilation of multibeam EM300 (frequency of 30 kHz) data from ESS300/1 and GMO1 research cruises (2000 and 2001 respectively, R/V Le Suroît). The grid interval in the digital terrain model is 50 m.

Side-scan sonar images were collected during the SAME cruise with the French S.A.R. (Système Acoustique Remorqué). The S.A.R. side-scan antenna has a 200 kHz frequency. The vehicle is towed at about 100-150 m above the seafloor at a speed of 2 knots. The survey covers a surface of 1300 km^2 compiled into a mosaic. The pixel size is 7 m.

Main studied cores come from interface corers. A multi-corer provided by INSU (Institut National des Sciences de l'Univers) was used during the ENVAR1, 3, 4, 5 and 6 cruises and a push-corer (called "Ronanberg") was used during ENVAR2 cruise (fig. 2).

After splitting, cores were described visually, according to the grain size (mud, silt, sand, cobbles, etc.), structures (laminations, bioturbation), contacts and colour. 10-mm-thick slabs were sampled for radiography imaging with the Scopix system (Migeon et al., 1999). Grain size analyses were performed with a Coulter LS130 laser microgranulometer. Samples for grain size analysis were carefully collected every 2 mm in order to avoid mixing with adjacent sediment. Additional samples were taken in laminae and thin sequences. Mud samples were exposed to ultrasounds until complete suspension to avoid amalgamation (Mc Cave et al., 1995).

Chronology was determined using ^{137}Cs (30 years) and excess ^{210}Pb (22.3 years). The $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ method gives an average accumulation rate for the past 100 years, while ^{137}Cs is applicable

for the last 45 years, corresponding to its first appearance in the atmosphere due to anthropogenic activities. Radioisotope measurements were made using a semi-planar germanium detector (EGSP 2200-25-R, EURYSIS Measures) (Schmidt et al., 2007). Standards used for the calibration of the γ detector were IAEA standards (RGU-1, RGTh-1). ^{210}Pb in excess of equilibrium with ^{226}Ra , $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$, was calculated as the difference between measured ^{210}Pb and ^{226}Ra .

Sediment accumulation rate can be derived from $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$, based on two assumptions: constant flux and constant sediment accumulation rate (Robbins and Edgington, 1975; Schmidt et al.). Then, the decrease of $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ activity with depth is described by the following relation:

$$\left[^{210}\text{Pb}_{\text{ex}} \right]_z = \left[^{210}\text{Pb}_0 \right]_0 \exp\left(-z \frac{\lambda}{S}\right)$$

where $\left[^{210}\text{Pb}_{\text{ex}} \right]_0$ is the activity of excess ^{210}Pb at sediment-sea water interface (or the base of the mixed layer) and at the depth below the seafloor z , λ is the decay constant of the nuclide, and S is the sediment accumulation rate. This equation was not applicable to some cores presenting almost constant $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ activity with depth (*i.e.* rapid deposition or mixing), and/or presenting eroded surfaces and thick turbiditic layers (leading to a variable sediment accumulation rate). Thus, for irregular decrease of $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ activity with depth, we calculated minimum accumulation rates by dividing the deepest cored intervals containing activity by the maximum possible age for $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ (~100 years) and ^{137}Cs detections (46 years; (Jaeger et al., 1998). However, because cores are relatively short (<1 m), the end $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ was not always reached and accumulation rates can be higher than those calculated.

4. Results

4.1. Sedimentary and morphological features

In the Var Canyon, a terrace (A) is located on the left side of the straight part of the canyon (Fig. 2) at water depths ranging from 1400 m to 1640 m. The terrace is 5 km long and 800 m wide, with an elevation of 20 to 30 m above the canyon floor and a mean slope of 6°. SAR images show numerous erosional bedforms such as furrows and scours (Fig. 3). These are roughly parallel to the canyon axis. Furrows are 100 m long on average but can be up to 600 m long. Some furrows converge to large scours, V-shaped pointed upstream. Scours have a sharp upper boundary and a flared and diffuse downslope termination. They are up to 1 km long, 600 m wide and up to 5 m deep. They cut across fine-grained sediments and exhumed gravel waves underneath.

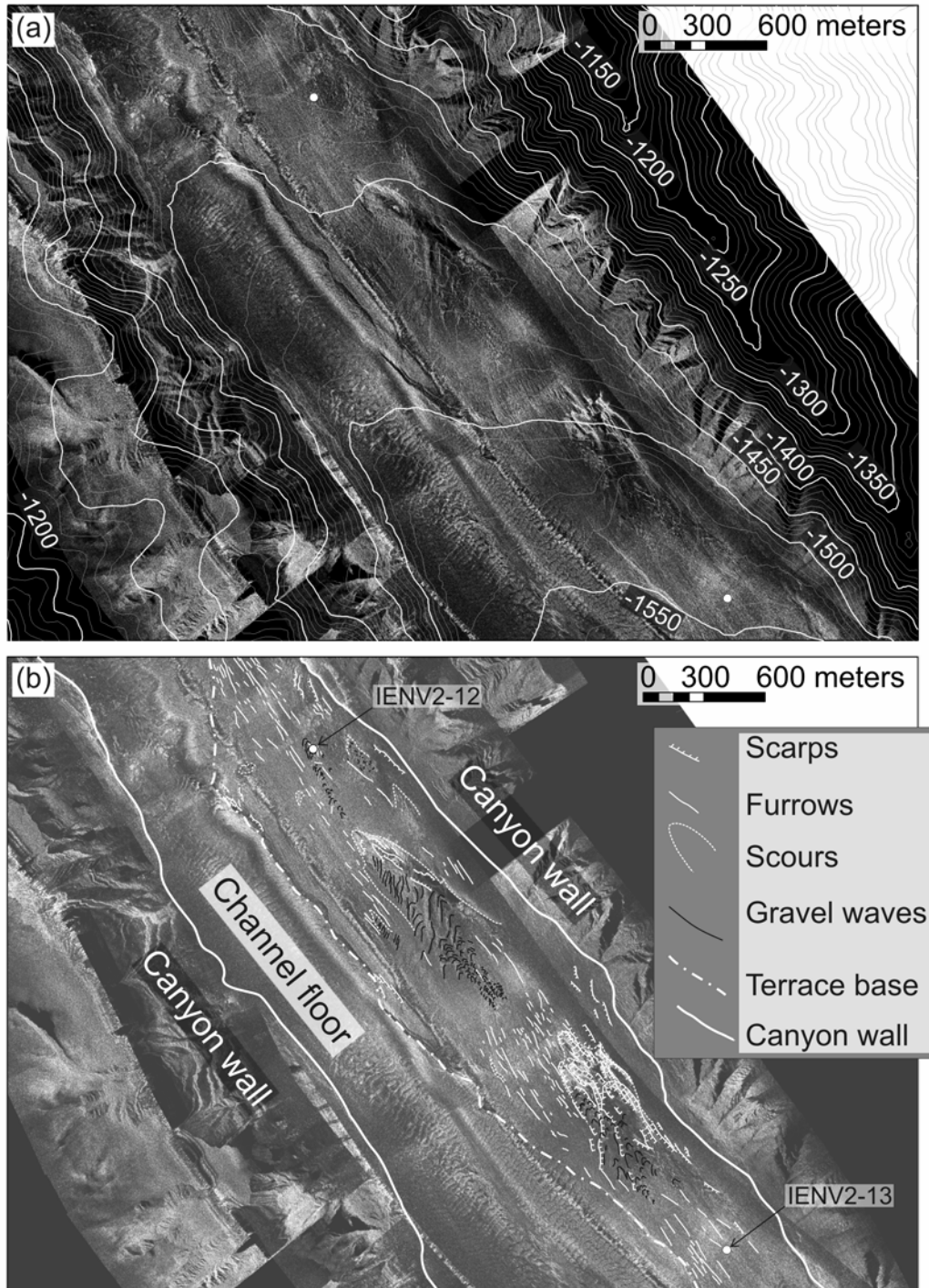


Figure3: (a) SAR imagery and bathymetric contours showing Var Canyon terrace A (~1400 ~1640 m WD). (b) interpretation of the morphology and bedforms. See Fig. 2 for location. White dots indicate location of sediment cores.

In the Upper Valley, a terrace (B) is located on the left side at water depths ranging from 1800 to 1900 m (Fig. 4). This terrace is elongated and roughly parallel to the channel axis. It is 3 km long and 700 m wide with an elevation of 10 to 40 m above the channel floor and a mean slope of 6°. On SAR Imagery (Fig. 4), the surface appears to be slightly mounded. Furrows and scours are observed, but are less abundant than in the Var canyon. Furrows are up to 200

m long. Scours, up to 50 m wide, are V-shaped. Scours and furrows cover about 50% of the surface of the terrace.

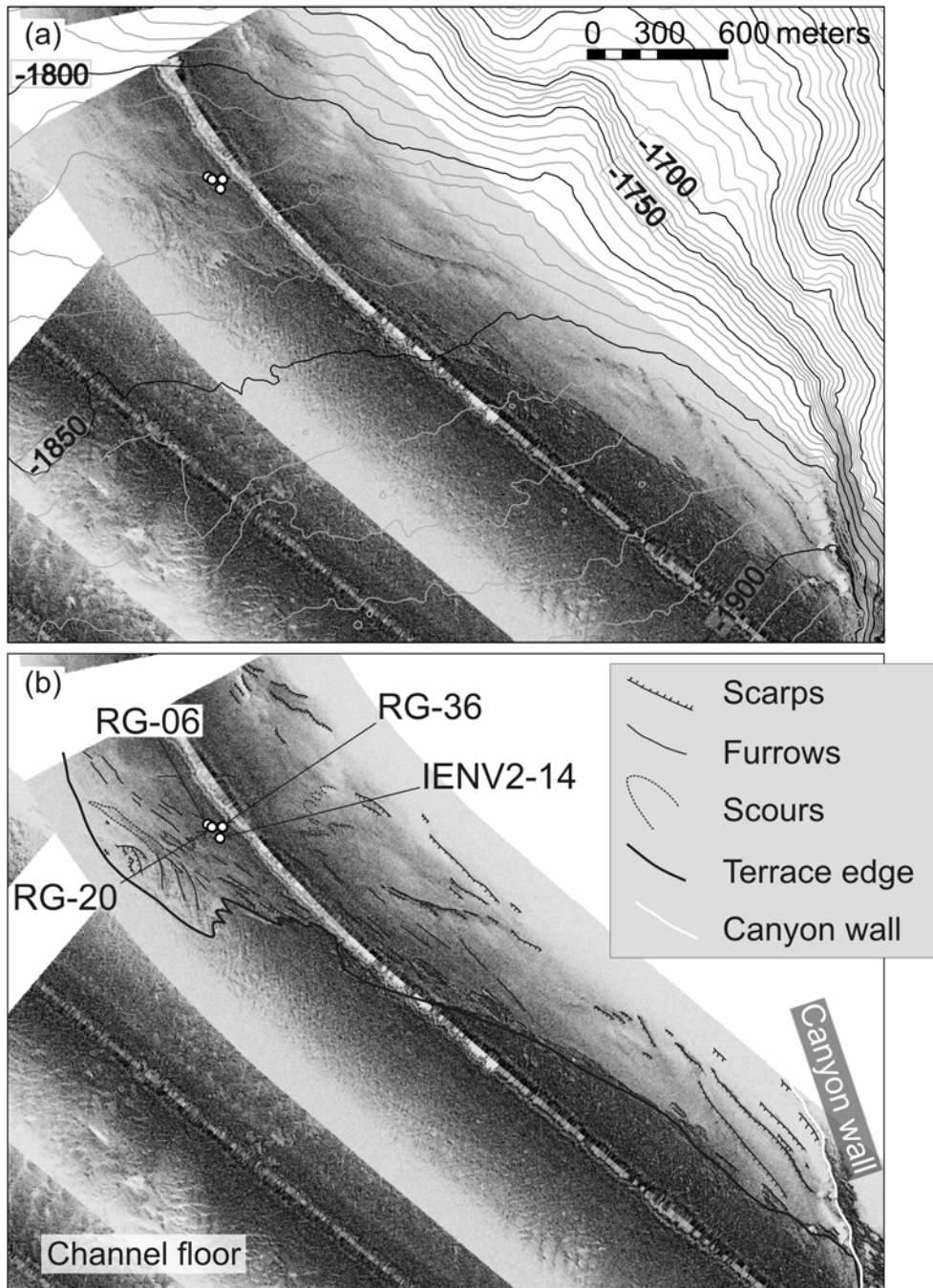


Figure 4: (a) SAR imagery and bathymetric contours showing terrace B (left hand side terrace). (b) interpretation of the morphology and bedforms. See Fig. 2 for location. White dots indicate location of sediment cores.

On the right of the Upper Valley, a terrace (C) is observed at water depths ranging from 1780 to 2000 m (Fig. 5). It can be divided into four smaller sub-terraces, with different elevation from the channel axis. From north to south, sub-terrace C1 is oval shaped, 500 m long and 300 m wide with an elevation of 100 m above the channel floor. Sub-terrace C2 is 1600 m long and 700 m wide, with an elevation of 75 m above the channel floor. Sub-terrace C3 is a 900 m square, prolonged to the south-east by a 1300 m long and 200 m wide strip along the

sidewall. Terrace elevation above the channel floor is 65 m. Sub-terrace C4, southernmost and longest terrace in the Upper Valley, is 4800 m long and 900 m wide. Its elevation above the channel floor is 50 m and decreases gradually to a few metres towards the south. Its distal termination is found at the beginning of the Middle Valley, below the base of the continental slope.

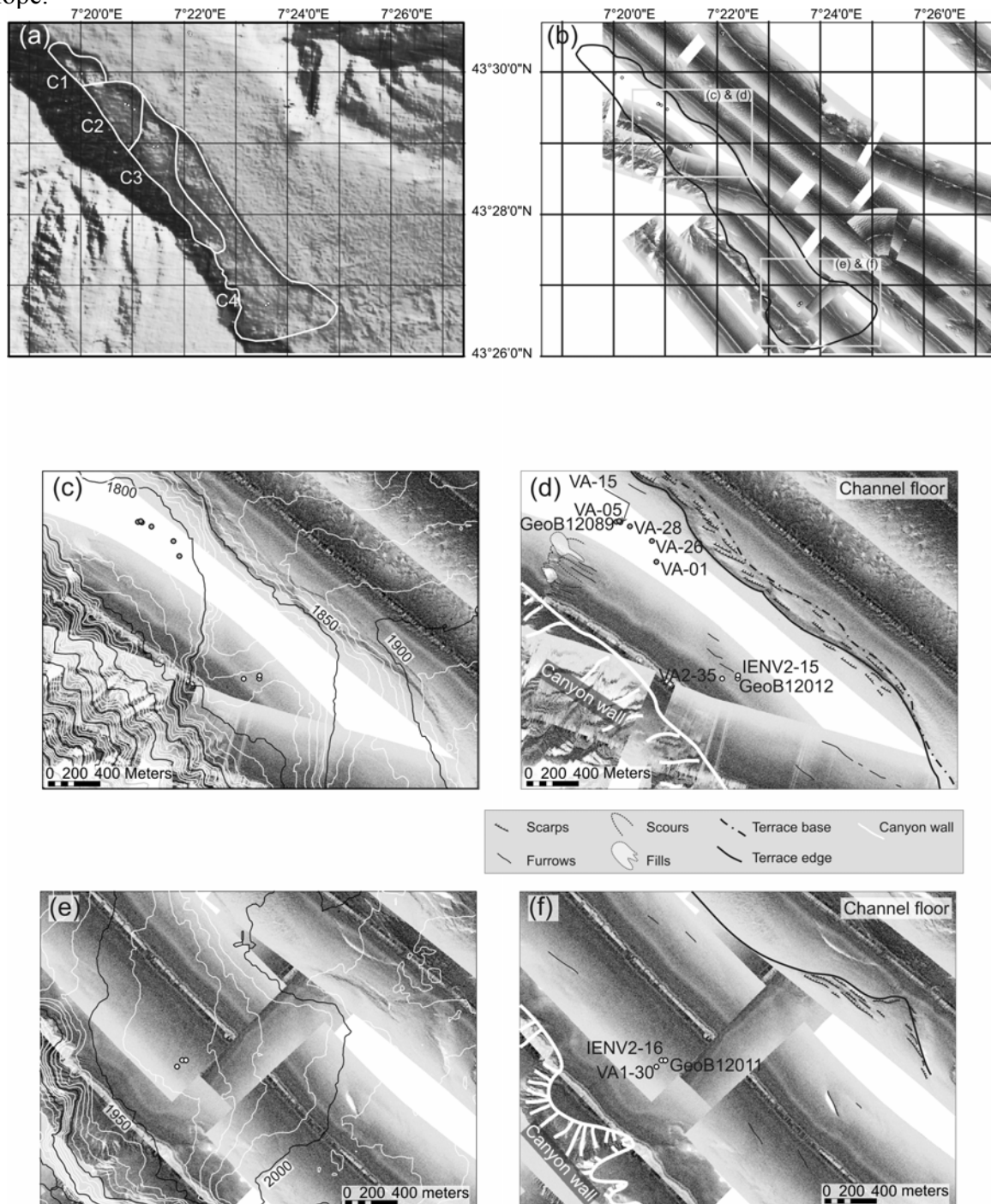


Figure 5 : (a) Shaded bathymetry of the area with sub-terraces C1, C2, C3 and C4 (right hand side terrace the Upper Valley), (b) SAR imagery and (c) blow-up of side-scan sonar image of sub-terraces C2 and C3, (d) interpretation of the morphology and bedforms on sub-terraces C2 and C3 (e) blow-up of side-scan sonar image of sub-terrace C4 (f) interpretation of the morphology and bedforms on the sub-terrace C4. See Fig. 2 for location. White dots indicate location of sediment cores.

The terrace floors are generally flat and have a mean slope ranging between 4 and 1°. They have a mostly smooth surface with only few thin lineations (as shown by SAR imagery).

The Middle Valley begins at about 2000 m water depth and widens abruptly. The valley floor shows three shallow channels (Fig.2). A northern channel (up to 20 m deep and 700 m wide) runs to the north-east and follows the base of the continental slope. It is bounded to the south by a 6 to 20 m high levee. A southern channel (14 m deep and 2 km wide) runs along the Var Sedimentary Ridge. A central channel (80 m deep and 4 km wide) runs in the middle of the Valley. In the southern channel, the acoustic backscatter on the SAR imagery (Fig. 6) indicates a heterogeneous distribution of sediment along the channel floor, with low-backscatter patterns corresponding to sediment patches. Abundant kilometre long scours with irregular shape deeply incise the channel floor and show ancient gravel waves. Gravels probably result from reworking of the Messinian erosional surface (Malinverno et al. 1988) and could not have been transported by recent sediment gravity flows (Mulder et al. 1997a). The main flows directions have been inferred from the orientations of scours, furrows and depositional patches. The orientation of bedforms varies from ENE to ESE., The gravels wave orientations, ESE, must indicate either remnant Pleistocene flow direction or could be shaped by Holocene flows (Klaucke et al, 2000). These orientations indicate a dominant easterly transport direction in agreement with the general channel pathway direction. Considering that each bedform has probably been formed by a single flow, the variation in bedform directions indicates that flows do not follow a unique pathway and thus are not really confined in this part of the channel.

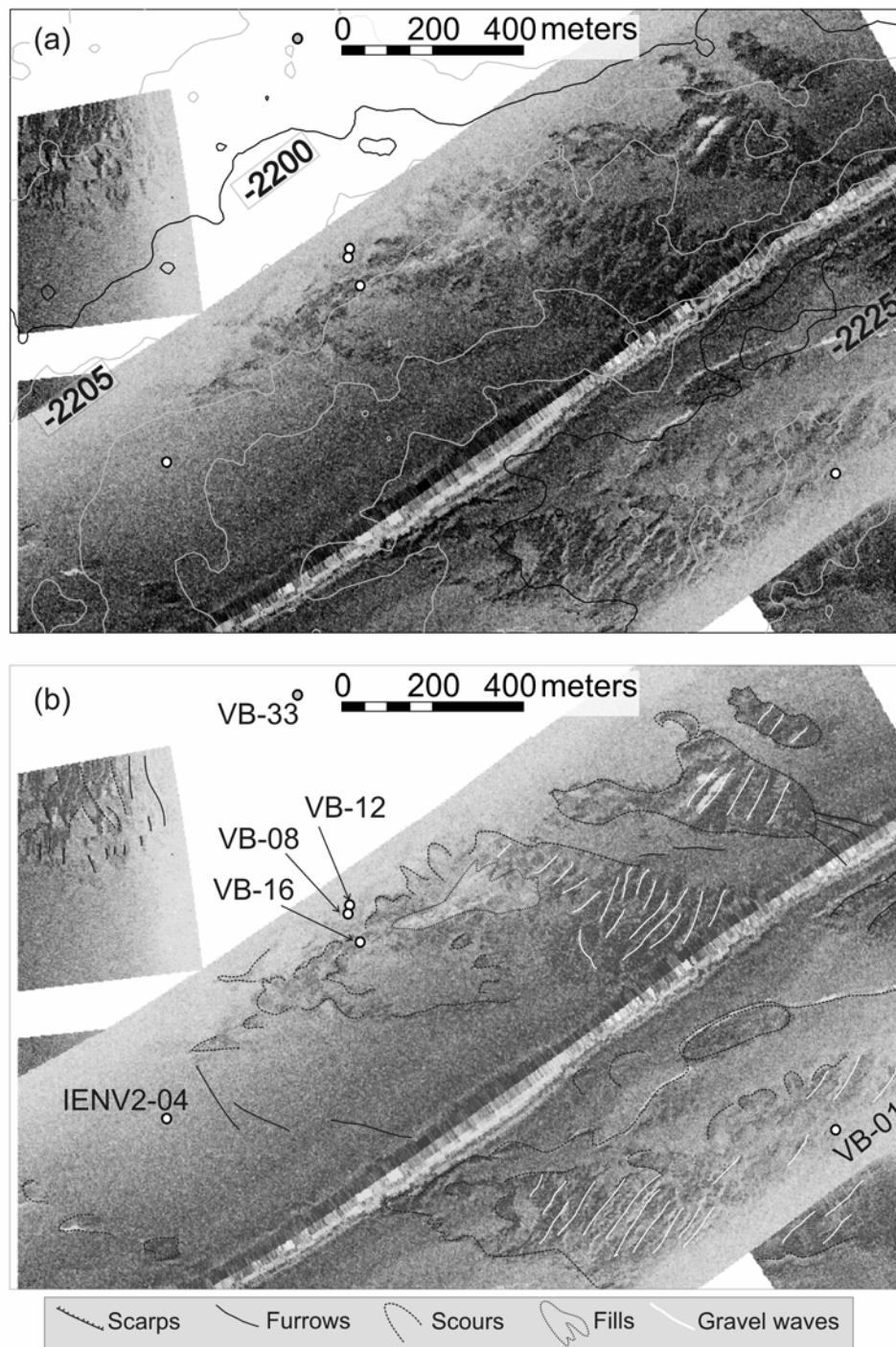


Figure 6: (a) SAR imagery and bathymetric contours showing a part of the channel floor in the Middle Valley, (b) interpretation of the morphology and bedforms. See Fig. 2 for location. White dots indicate location of sediment cores.

The Var Sedimentary Ridge (Fig. 7) is characterized by a smooth surface with kilometre-scale undulations interpreted as sediment waves (Migeon et al., 2000). The inner and steeper side of the ridge show numerous failure scars.

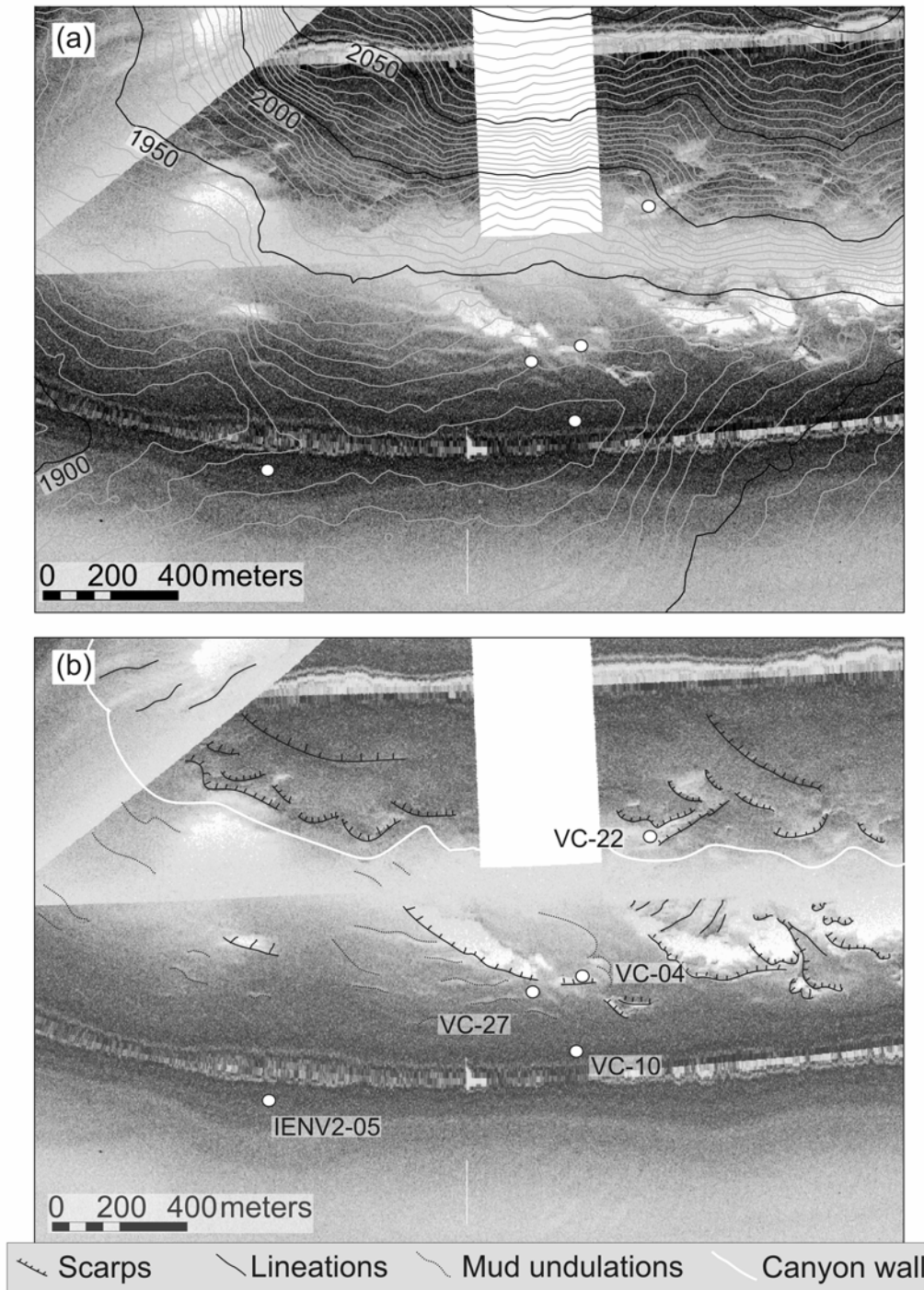


Figure 7 : (a) SAR imagery and bathymetric contours on the crest of the Var Sedimentary Ridge, in the Middle Valley; (b) interpretation of the morphology and bedforms. See Fig. 2 for location. White dots indicate location of sediment cores.

4.2. Sedimentary facies and sequence description

Nine sedimentary facies were identified using the sediment nature, grain size and sedimentary structures (Fig. 8).

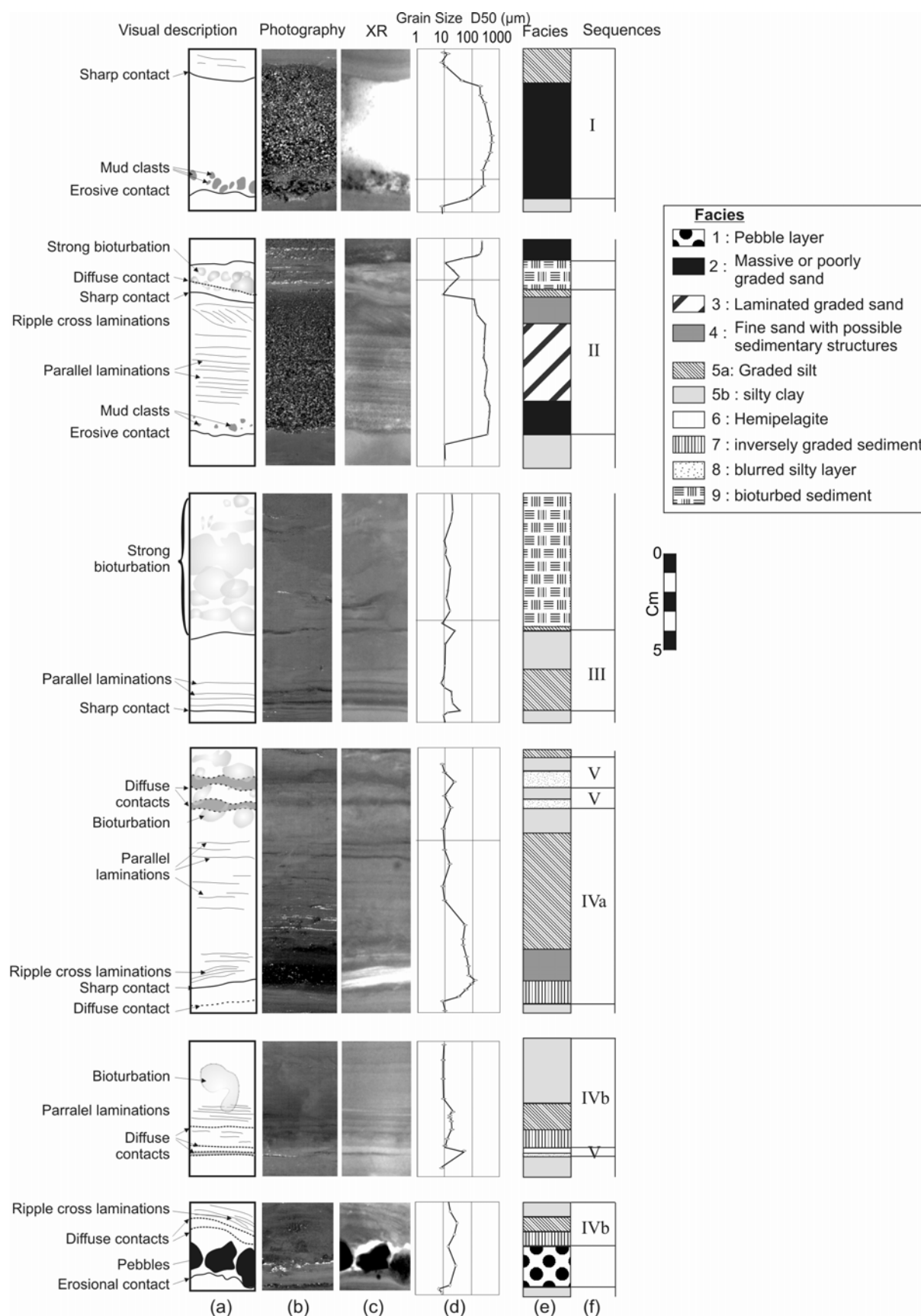


Figure 8 : Sedimentary facies and sequences found in the Var system, represented by (a) visual description and sedimentary structures informations, (b) photograph, (c), X-Ray image, (d) main grain size, (e) facies and (f) sequences.

Facies 1 (pebble layer) consists of a one cm thick layer of rounded pebbles, surrounded by clay. The basal contact is erosive. Size of pebbles ranges between 2 cm and 3 cm. Pebbles are granite, schist and conglomerate. The muddy matrix seems to have been deposited by the fall-out process after the deposition of pebbles.

Facies 2 (massive or poorly graded sand) consists of one to a few centimetre-thick massive to poorly graded coarse-sand layers. Contacts are usually erosional at the base and sharp at the top. The median of the grain size curve ranges from 63 to 540 μm . Clay content never exceeds 10%. The basal first centimetre of the bed sometimes shows a reverse grading and contains mud clasts. Main constituents are angular to sub-angular quartz, detrital carbonates, rounded grains of granite and siltstone. Micas and vegetal debris are rare.

Facies 3 (laminated graded sand) consists of centimetre to decimetre-thick, graded medium to coarse-sand beds. Contacts are sharp at the base and sharp to diffuse at the top. The median of the grain size curve varies from 63 to 430 μm . These beds are normally graded, but several grain size breaks (sharp coarsening-up and steady fining-up) occur. Numerous inframillimetric laminae are visible on radiographs. The main constituents are subangular quartz, detrital carbonates and micas.

Facies 4 (graded fine sand showing a variety of sedimentary structures) consists of beds of a few centimetre-thick graded fine sand. Basal and upper contacts are sharp to diffuse. The median of the grain size curve varies from 40 to 120 μm . Radiographs show several types of sedimentary structures including wavy parallel laminae or oblique discontinuous laminations (ripple cross laminations). The main constituents are subangular quartz and detrital carbonates, vegetal debris and micas.

Facies 5a (graded to ungraded laminated clayey silt) is composed of a few to fifty-millimetre thick normally graded to ungraded silt to silty-clay layer. Contact at the base is sharp to gradational. When it is sharp, the base is overlaid by a thin layer (less than 2 mm) of fine sand or silt lamina. Upper contact is gradational. The median of the grain size curve ranges from 8 to 40 μm . The normally graded silt-to-mud beds commonly display parallel and indistinct silty microlaminations (less than 1 mm thick). These laminations are clearly seen on X-Ray imagery. Bioturbation is rare.

Facies 5b (homogeneous clayey silt) consists of millimetre thick to centimetre thick intervals of clay to muddy sediment. Basal and upper contacts are gradational. The median of the grain size curve ranges from 7 to 30 μm . Some intervals show fine silt lenses and crude planar laminae. Bioturbation can be abundant.

Facies 6 (homogeneous structureless silty clay) consists of millimetre thick intervals made of silty-clay. Basal and upper contacts are generally diffuse but can be sharp. The median of the grain size curve is less than 10 μm . The ratio between biogenic and terrigenous content never exceeds 1/3. Biogenic compounds contain calcareous nannoplankton, scarce foraminifera, and scarce siliceous spicules. There are less than 40% of present species mixed with reworked Mesozoic species. Facies 6 is rare.

Facies 7 (inversely graded silt and fine sand) consists of millimetre to centimetre thick layers of clay to silt that coarsens upward to silt to fine sand. Contacts are generally sharp at the base and gradational or erosive at the top. The median of the grain size curve ranges from 7 to 130

μm . In the thickest layers, some thin discontinuous or wavy laminations can be observed on radiographs. The main constituents are subangular quartz and carbonates, vegetal debris and micas.

Facies 8 (blurred silty-clay) consists of a millimetre to centimetre thick layer of silty clay. Contacts of this layer are diffuse and gradual. The median of the grain size curve is around 20 μm . The sediment is poorly sorted. Scarce-parallel silt laminations and bioturbation are sometimes observed.

Facies 9 (bioturbated sediment) consists of centimetre to decimetre thick layers of sediment where sedimentological interpretation is impossible, due to excessive bioturbation. This facies contains grey to brown sandy mud. The median of the grain size curve ranges from 8 to 90 μm . Bioturbation is made of bright sub-rounded patches enclosed in a darker matrix or blurred levels of unsorted and homogeneous sediments.

The sedimentary facies are grouped into five sequences (Fig. 8). Note that "sequence" is used throughout in the sense of an "event sequence". The relative abundance of sequences, summarized in Table 1 for each studied area, is illustrated by the most representative core in Fig. 9.

Area	Terrace A	Ter. B	Ter. C1	Ter. C2	Ter. C3	Ter. C4	Channel	VSR
Accumulation Rate (mm yr^{-1})	2.5 - 4	0.4 - 1.5	>9.2	>9.6	>16	14	0.9 - >1.8	1.3 - 2
Mean number of sequences	7	3	>12	>23	>33	20	>4	6
Mean number of sequences by type (and percentage of deposits)	I	0 (0)	1 (25)	0 (0)	0 (0)	1 (7)	0 (0)	0 (0)
	II	0 (0)	0 (0)	0 (0)	0 (0)	1 (7)	2 (23)	1 (65)
	III	3 (50)	1 (25)	3 (19)	10 (32)	9 (19)	13 (46)	1 (13)
	IVa	1 (23)	0 (0)	1 (40)	2 (16)	1 (13)	2 (20)	2 (22)
	IVb	1 (15)	0 (0)	6 (28)	7 (43)	9 (35)	3 (11)	0 (0)
	V	2 (11)	1 (50)	2 (13)	4 (9)	12 (19)	0 (0)	2 (28)

Table 1: Statistical analyses on the distribution of the sequences during the last century. For each studied area is given the minimum and maximum estimated accumulation rate (in mm yr^{-1}), the mean number of sequences deposited through the last century, calculated with three cores on the levee and in terrace A, two cores in the channel, in terrace B and sub-terrace C3, and one core in sub-terraces C1, C3 and C4. The mean number of sequence is detailed by type and the relative percentage of sediment deposited is given in parentheses. Note that where ^{137}Cs is still detected at the base of core, the estimated accumulation rate is a minimal value (noted by ">") given for the last 50 years. Note also that for cores where ^{137}Cs is still detected at the base of the core, the average number of sequences is deposited in less than 50 years.

Sequence I consists facies 2, i.e. poorly graded sand containing less than 10% of clay, with erosive to sharp basal and upper contacts. The sand layer can be overlaid by a silty clay layer (facies 5) through an intra-sequence sharp contact. The base of the sequence can show inverse grading and/or mud clasts. This sequence occurs in three cores located on terrace B, sub-terrace C3 and on the crest of the Var Sedimentary Ridge (Fig. 9).

Sequence II consists from the base to the top of the superposition of facies 2 to 6, i.e. massive or poorly graded sand (with a possible inverse grading at the base), laminated sand, graded

sand (sometimes with sedimentary structures), silt and silty clay. The basal contact is erosive. The upper contact is sharp to gradational. This fining upward sequence is found in cores from the channel floor of the Middle Valley, and on sub-terrace C4.

Sequence III consists from the base to the top of the superposition of facies 5a, 5b and rarely 6, i.e. laminated clayey silt grading to homogeneous silty clay. This fining upward sequence is generally found on terrace C (Upper Valley) and on the crest of the Var Sedimentary Ridge.

Sequence IV is characterized by the superposition of a normally-graded facies superimposed on an inversely graded facies. Two types of sub-sequences are distinguished:

- *Sequence IVa* consists from the base to the top of the superposition of facies 7 (inversely graded), facies 4, facies 5 (5a then 5b, or only 5a) and facies 6. The contact between facies 7 and 4 is erosive or sharp. Sequence IVa occurs dominantly in the Middle valley floor, where sediments are coarser. One sequence 4a has been observed in each core of sub-terraces C.
- *Sequence IVb* consists from the base to the top of the superposition of facies 7, facies 5 (5a and/or 5b) and facies 6. Contact between facies 7 and facies 5 is sharp or gradual. Sequences IVb are mostly found on cores from the levee and terraces C.

Sequence V consists from the base to the top of the superposition of facies 8, facies 5b and/or facies 6. This sequence can be observed on each studied area, but is mostly found on cores from the sub-terraces C.

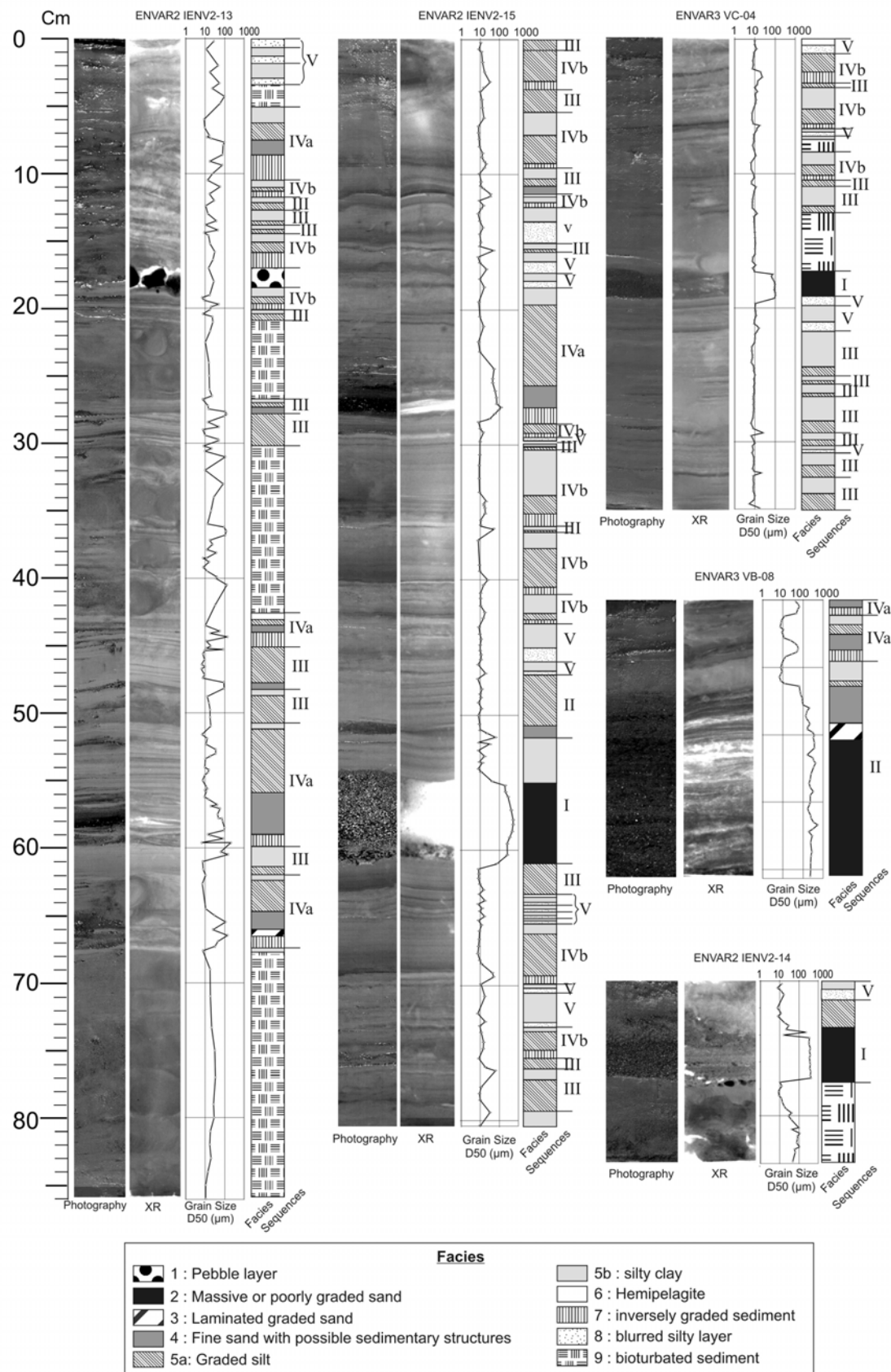


Figure 9: Photographs, X-ray images (XR) and median of the grain-size curve (D50) showing the vertical distribution of facies and sequences on cores from terrace A (IENV2-13), terrace B (IENV2-14), sub-terrace C3 (IENV2-15), from the middle valley channel floor (VB-08) and from the crest of the Var Sedimentary Ridge (VC-04).

4.3. Radioisotope measures and chronological framework

$^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ activity measured in sediments ranges from 100 to 450 mBq/g at the surface (Fig. 10). On the Var Sedimentary Ridge, values of $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ decrease exponentially with depth. Calculated accumulation rates for the last century range from 2 mm yr^{-1} on the crest of the levee to 0.8 mm yr^{-1} on the external flank of the levee. On the channel floor of the Middle Valley, the estimated accumulation rates range between 0.9 and more than 1.8 mm yr^{-1} . In the Var Canyon, on the terrace A, $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ and ^{137}Cs were only detected in the upper 10-20 cm and stop on erosional contacts. The estimated sedimentation rates for the last century range between 2.5 and 4 mm yr^{-1} . On terrace B, the sedimentation rate is estimated at 0.5 mm yr^{-1} . On sub-terrace C3, the activity of ^{137}Cs is still detected at the bottom of the core, at a depth of 80 cm. Thus, accumulation rate exceeds 16 mm yr^{-1} . On sub-terrace C4, estimated accumulation rate reaches 14 mm yr^{-1} .

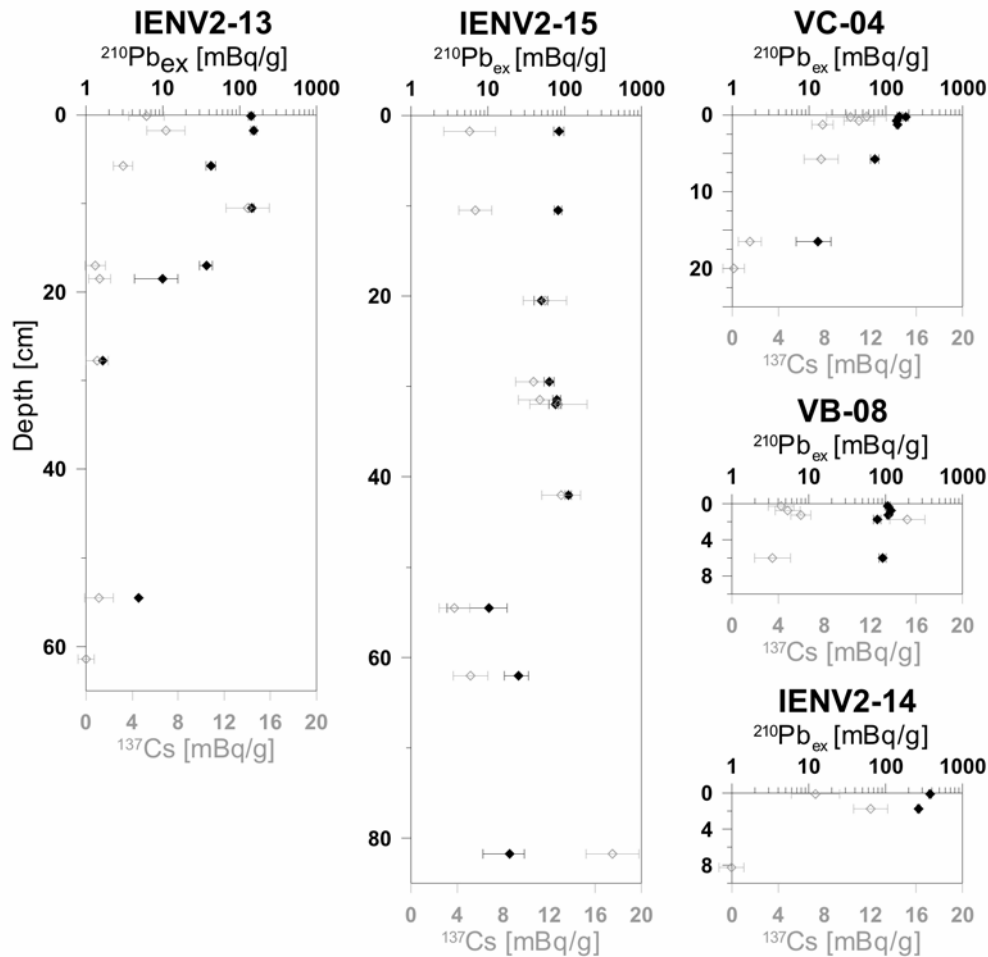


Figure 10: Values of $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ and ^{137}Cs versus depth on cores from terrace A (IENV2-13), terrace B (IENV2-14), sub-terrace C3 (IENV2-15), from the middle valley channel floor (VB-08) and from the crest of the Var Sedimentary Ridge (VC-04).

5. Discussion

5.1. Interpretation of sequences in terms of gravity flow processes and possible trigger mechanisms

Facies 6 and 5b (structureless silty clay and clay) are interpreted as hemipelagites. They are mostly composed of terrigenous particles, probably supplied by the Var River. The biogenic fraction never exceeds 30%, even at cored areas located far from the Var River mouth.

In sequence I, the presence of a sharp to erosive base suggests an energetic process for the deposition of this sequence. The massive sand or gravel layer, without any sedimentary structures can result from several types of flows : laminar grain flows (Middleton and Hampton, 1973), debris flows (Nardin et al., 1979), sustained turbidity currents (Kneller, 1995) or concentrated flows (Mulder and Alexander, 2001). The presence of floating mud clasts and/or a thin inverse grading at the base suggests erosion and particle support by upward dispersive pressure. These characteristics, associated with sharp upper and basal contacts and no grading (or crude inverse grading at the base of the sequence) suggest a deposit resulting from a laminar flow (Lowe, 1982). This deposit is encountered in concentrated density flows, where the flow is composed of a thick laminar basal part, despite that a turbulent upper part might exist (Mulder and Alexander, 2001). Concentrated flows are generally described as the transformation of a mass-wasting but Piper and Normark (2009) argued that these flows could also be commonly initiated onto steep slopes by hyperconcentrated bedload in hyperpycnal flows. Direct freshwater flow of hyperconcentrated bedload, with inertial effects predominating, was proposed by Prior and Bornhold (1989) for the Bear Creek fan delta in British Columbia. Similar interpretation have been suggested by Mulder et al. (2009) for the marine hyperconcentrated flow deposits related to the Malpasset dam failure in southern France. However, in the Var turbidite system, sequences I observed in cores have been deposited through the last century. At this time-scale, there is no evidence of catastrophic floods able to generate a hyperconcentrated bedload discharge. In that sense, sequence I might result from a concentrated flow generated by a slope failure.

In sequence II, the presence of a sharp or erosive basal contact associated with normal grading is a common criterion to distinguish waning flow (Kneller, 1995). In this case, sequence II can be interpreted as the classical turbidite deposition, *i.e.* the Bouma sequence (Bouma, 1962), where the massive or poorly-graded coarse sand at the base of the sequence (Ta unit) corresponds to the freezing of a basal concentrated flow under laminar regime (Mulder and Alexander, 2001). The laminar regime can explain the thin inverse grading and the incorporation of mud clasts sometimes observed at the base of the sequence (Lowe, 1982). The superimposed facies (3 to 6), normally graded and showing sedimentary structures suggest that the basal laminar flow is superimposed by an upper turbulent flow. This kind of deposit is generally related to a slump-initiated high-density turbidity flow (Mulder and Alexander, 2001) but several arguments can be given to link them to river-flood induced hyperpycnal flows. However, sequence II could result from a high-magnitude hyperpycnal current, generated during floods of exceptionally high magnitude where the river discharge and the current velocity reached during the flood peak is high enough to erode the basal coarsening-unit (Mulder et al., 2001a). However, sequence II could also result from a high-density turbidity flows initiated by a hyperconcentrated bedload in hyperpycnal flows (Piper and Normark, 2009). But, as mentioned for sequence I, there is no evidence of such catastrophic flood event through the last century and thus, sequence II is interpreted as the deposit of a slump-generated high-density turbidity current.

In sequence III, the presence of a sharp to erosive contact at the base, associated with a normal grading from sandy-silt to silty-mud and with laminations suggests a deposition by a turbulent waning flow (Kneller, 1995). Thus, sequence III can correspond to Td-e units of the Bouma sequence (Bouma, 1962). The lack of bedforms such as cross laminations may be indicative of short duration events (Mulder and Alexander, 2001). In the Var turbidite system, fine-grained normally graded deposits are known to have two kinds of origin (Mulder et al., 1998). They can result from turbulent surges triggered by failures and from hyperpycnal flows generated by flash floods (Genesseeux et al., 1971; Mulder et al., 2001a), where insignificant deposition occurs during the waxing phase, because of the rapid increase in initial velocities (Mulder and Alexander, 2001). Thus, sediments are deposited only during the waning phase and form the classical Bouma facies (Mulder et al., 2001a). Without complementary information, the flow initiation cannot be directly inferred from the deposition of sequence III.

Sequence IV is characterized by a sharp basal contact, a coarsening-up unit, a gradual to erosive intra-sequence contact and a normal grading unit. The thin laminations observed in the basal coarsening-upward unit cannot be induced by a laminar regime and indicates that traction acts simultaneously to progressive particle settling (Mulder and Alexander, 2001). This characteristic indicates a turbulent regime and suggests a deposition from a depletive waxing flow (Kneller, 1995). The upper layer, normally graded and associated with sedimentary structures such as laminations suggests a deposition resulting from a turbulent waning flow (Kneller, 1995). The entire sequence is thus interpreted as a complete hyperpycnite (Mulder et al., 2001a). When the intra-sequence contact is sharp to erosive (sequence IVa) it indicates that the velocity reached during the flood peak is high enough to prevent deposition or to erode (Mulder et al., 2001a). Furthermore, in sequence IVa, the upper normally-graded unit is composed of a graded sand layer showing sedimentary structures such as ripple-cross laminations passing-up to laminated silt and to fine sediment (Tc-e units of the Bouma sequence). The development of such sedimentary structure indicates a relatively long-duration flow (Mulder and Alexander, 2001). These characteristics indicate that sequence IVa is deposited by a hyperpycnal flow generated by a high-magnitude flood (Mulder et al., 2001a). When the intra-sequence contact is gradual to sharp (sequence IVb) it indicates that the velocity reached during the flood peak is not capable to erode. Moreover, sequence IVb is fine and thin, and thus, is inferred to be deposited by a hyperpycnal current generated by a low-magnitude flood (Mulder et al., 2001a).

Sequence V is composed by a layer of mainly silty sediment with gradational contacts. It differs from the surrounding hemipelagites by a mostly greyish color and higher fraction in silt and fine sand. The poorly sorted grain size and the lack of sedimentary structure may indicate a dominant fall-out deposition that could be related to (i) deposition by the tail of small turbidity flow formed in the adjacent canyon, or (ii) the fall-out of a hypopycnal plume formed at the river mouth during low magnitude floods. For the latter, previous works have shown that plume deposits are generally found on the uppermost continental slope (Klaucke et al., 2000). In the Ligurian Sea, surface plumes can be deflected by surface current, and dispersed mainly eastward along the coast (Sage, 1976). However, meandering of the Northern Current, and related residual flow perpendicular to the coast (Sammari et al., 1995) can disperse hypopycnal plumes and thus, suspended sediment may be carried away and be deposited by fall-out processes far from the coast. Sequence V could also result of a post-deposition alteration of the finest sediments, such as hemipelagites or Td-e terms of turbidites, by bioturbation or resuspension by bottom currents (Wheatcroft and Drake, 2003).

5.2. Morphological controls on sedimentary processes

5.2.1. Control of morphology at the scale of the Var system

The distribution of acoustic facies observed using SAR imagery and the distribution of dominant sedimentological sequences observed in cores allow establishing a schematic map of the depositional and erosional patterns (Fig. 11). Erosional pattern is estimated by the relative abundance of erosional bedforms in SAR imagery and of erosional contacts in sedimentological sequences. The depositional pattern is a combination of the mean sedimentation rate and the average number of sequences deposited and preserved at the centennial scale. The overall distribution of these patterns is controlled by the turbidite system-scale morphological features, *i.e.* (1) the channel floor, (2) the levee and (3) the inner terraces.

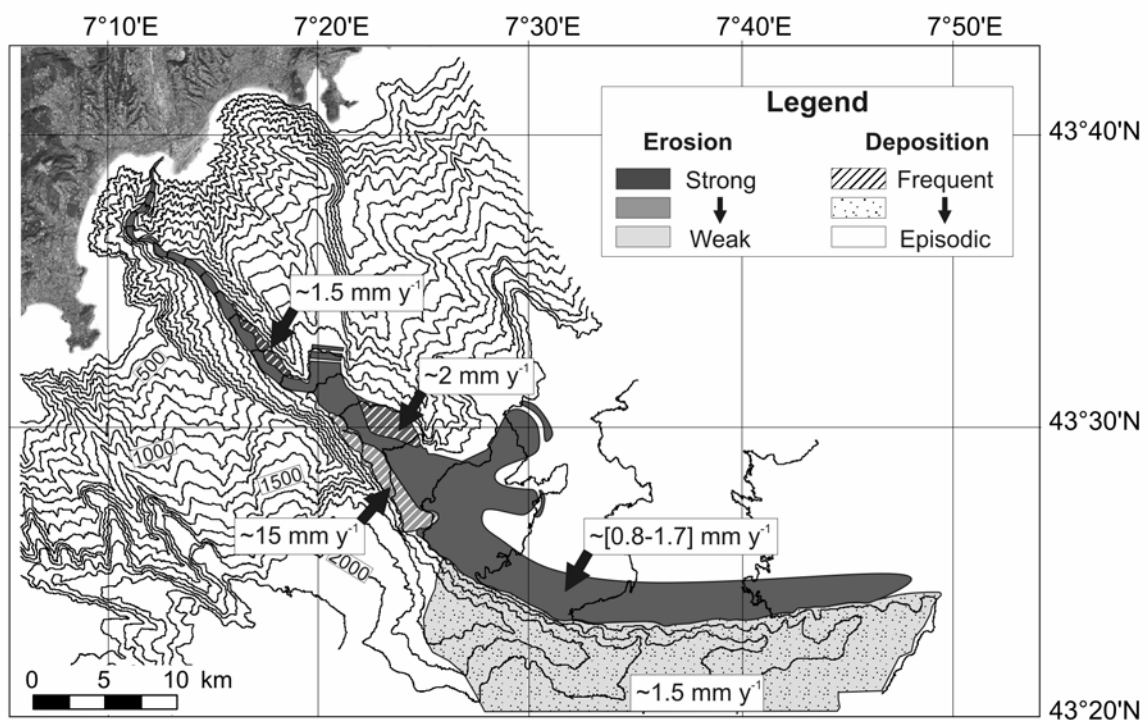


Figure 11 : Schematic map of depositional and erosional processes for each studied area, *i.e.* the terraces A, B and C, the channel floor and the levee. Colour indicates the relative abundance of erosional features observed on cores and SAR imagery, and patterns indicate the relative level of deposition during the last century, according to the mean sedimentation rate and the number of sequences deposited and preserved. The sedimentation rate given for each area is calculated with three cores on the levee and in terrace A, two cores in the channel, in terrace B and sub-terrace C3, and one core in sub-terraces C1, C3 and C4.

(1) In the Middle Valley channel floor, erosive and/or by-pass processes are dominant. Sedimentation is localized on isolated patches (Fig. 6) and mainly corresponds to coarse sandy sequences (type II and IVa) of a few to ten centimetres thick (see VB-08 in Fig. 9). No correlation between cores can be established, even between those distant of less than 100 metres. There is no evidence that the flows follow preferentially one of the three channels inside the Valley.

(2) The western part of the Var Sedimentary Ridge is a depositional area. This part of the levee is elevated around 280 metres and its surface is smooth (Fig. 7). The thin and fine-grained deposits, almost corresponding to sequences III, IVb and V, are interpreted as typical spill-over deposits corresponding to the deposition of the upper part of slump-induced turbidity flows or hyperpycnal currents (Migeon et al., 2000) similar to those found on other turbidite systems levees (Hesse and Chough, 1980; Piper and Deptuck, 1997). Due the elevation of the levee, we suggest that only high-magnitude flows are able to spill over and deposit sedimentary sequences. However, Mulder et al. (1998) suggested that slump-generated turbidity flows hardly spill over this part of the Var Sedimentary Ridge, because they are generally not thick enough to reach the top of the levee. Furthermore, the occurrence of high-magnitude slump-generated turbidity flows is weak, with one event every 100 to 1000 years (Mulder et al., 1998). Thus, at the scale of the last century, we suggest that most of the deposits found in this part of the levee, including sequence III could result from high-magnitude hyperpycnal currents. There are no erosional structures in sediments deposited through the last century. This indicates that during this period this part of the Var Sedimentary Ridge underwent accumulation only. With an average number of 6 sequences deposited through the last century and an accumulation rate of 1.3 to 2 mm yr⁻¹ (Table 1), spillover deposits occurred at an average rate of 1 event every 15 years. The morphology of the Var Sedimentary Ridge shows numerous slide scars on the inner flank and on the crest, indicative of mass wasting. Moreover, a deposit which could result from the deposition by a concentrated density flow (sequence I) is also found in one core sampled on the crest (core VC-04, Fig. 9). However, this part of the levee is too high to record the basal laminar part of a concentrated density flow coming from the channel floor (Migeon, 2000). Consequently, this sequence is interpreted as the longitudinal evolution of a mass wasting (Mulder and Cochonat, 1996) triggered on the levee crest. This kind of process can lead to a significant erosion of the levee. However, in our sediment cores there is only one evidence of deposits related to mass wasting. It suggests that this process has a low frequency at centennial scale and confirms that at this time-scale, depositional processes dominate on the Var Sedimentary Ridge.

(3) The dominant sedimentary processes on the inner terraces depend on the elevation above the canyon and channel floor. Terrace C is mainly a depositional area. Its surface, lying between 50 and 100 metres above the channel floor, is characterized by a smooth surface with few erosional scars. Sediments are mostly composed of numerous silt to fine sand sequences (type III, IVb and V, see Table 1). All the deposits indicate an occurrence of 1 event every 1.5 years with accumulation rates of 16 mm yr⁻¹ over the last 50 years (Table 1). Terrace A and B, 10 to 40 m above the channel floor, show numerous scours indicative of significant erosion and sediment reworking. The depth of the scours indicates that erosion can reach up to 5 metres. Underlying Pleistocene gravel waves are visible here (Klaucke et al., 2000). Sediments are composed of coarse silt sequences that commonly show erosional bases. Seven sequences are mainly deposited in terrace A through the last century, and three sequences in terrace B. It represents an occurrence of 1 event recorded and preserved every 14 to 33 years and an accumulation rates of 0.4 to 4 mm yr⁻¹ over the last 100 years (Table 1). These relatively low sediment accumulation rates and the erosional features on the sea floor and at the base of sequences show that depositional processes are counterbalanced in these areas by erosional processes. Nevertheless, at the scale of the last century, the inner terraces appear to be more accumulative than the levee (Table 1).

5.2.2. Influence of morphology at the scale of the terrace C

Recent sedimentary processes on terrace C (Upper Valley) are dominantly depositional. The spatial continuity of sedimentary sequences allows a core to core correlation along the terrace,

and thus to discuss the influence of the local morphology on the facies at the scale of a few metres to several kilometres (Fig. 12). Core sites, in sub-terraces C2, C3 and C4 (see Fig.5 for core location) are flat-floored, with a mean slope of 1° to 1.8°, elevation above the canyon floor range from 75 m (upstream) to 40 m (downstream).

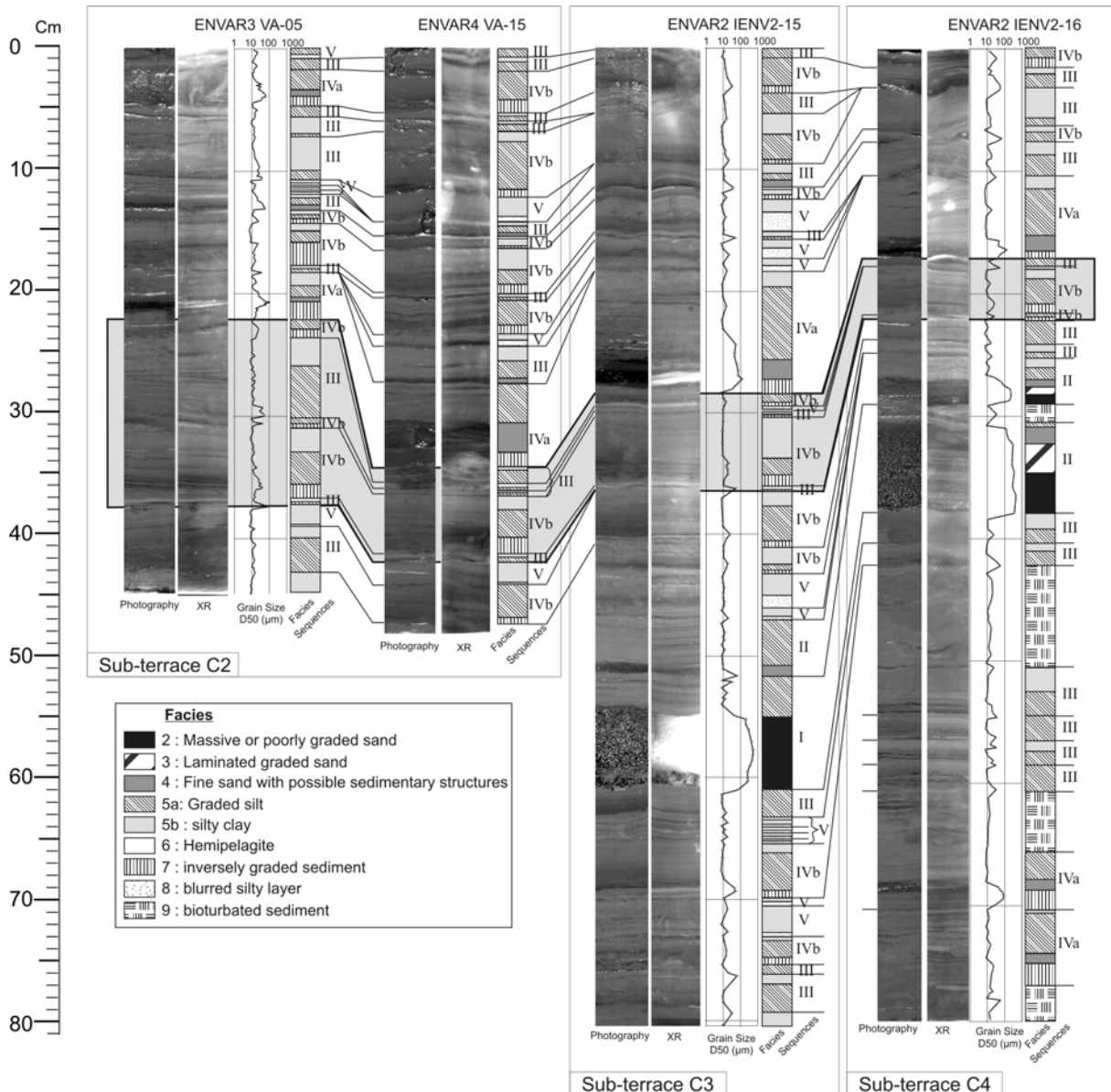


Figure 12: Photograph, X-ray images (XR), and median of the grain-size curve (D50) showing the vertical distribution of facies and sequences on cores from sub-terraces C2 (VA-05 and VA-15), C3 (IENV2-15) and C4 (IENV2-16) (see Fig. 5 for cores location).

Correlations between cores are based on visual description, grain size measurements and radioisotopes ($^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ and ^{137}Cs).

Major sedimentary sequences of a few to ten centimetres thick are recorded along the terrace. On the other hand, fine-grained sequences of few millimetres to centimetres thick (type III, IVb and V) are not recorded all over the terrace. In this proximal part of the turbidity system, these sequences are probably related to low-concentration, short-duration and small-sized flows (Stow and Bowen, 1980), which probably do not fill the whole channel. The lack of continuity of the thin sequences along the terrace and the discrepancies of their thickness may

be related to the variability in the overspill of turbulent billows on the upper part of the flow. However, the absence of some thin sequences may also result from obliteration, by bioturbation or bottom current resuspension (Wheatcroft and Drake, 2003).

Thin sequences of type III, IVb and V are less frequent in sub-terrace C4 (core IENV2-16, see Fig. 12), where the elevation on terrace C is the lowest. From this location, the slope of the canyon floor decreases rapidly and the canyon widens. The very likely resulting decrease in velocity of flows may enhance deposition of sediment upstream of the core site. On the other hand, because of the lower elevation of sub-terrace C4 compared to others sub-terraces C1 C2 and C3, deposits could also been more easily eroded by the basal part of the flows.

The identification of sedimentary processes is determined from the composition, grain size and sedimentary structures of the deposits (Pye, 1994). However, based on cores correlation, the identification of given sequences at different locations outline that a given flow can produce different signatures (patterns) in sedimentological archives. For example, the five sequences highlighted in the grey frame on Figure 12 are clearly interpreted in one core as low-magnitude hyperpycnites (sequence IVb), based on the presence of the coarsening-up unit at their base (Mulder et al., 2001a). In others cores, the coarsening-up unit is not present and these deposits might be interpreted as a surge-like turbidites (sequence III), or as fall-out deposition by turbidity flow tails (sequence V). The absence of the coarsening-up unit shows that the local morphology including a steepening slope, canyon narrowing or morphological obstacles, even at a metric scale, modify the flow dynamics (Kneller, 1995). However, using our dataset, no trend in the deposition of the coarsening-up unit can be determined. Furthermore, there is no preferential site for recording of an entire hyperpycnal sequence. This means that the lack of this unit cannot be related to change in seafloor morphology influencing flow hydrodynamics. It suggests that (i) terrace surface floor is regularly re-shaped by the successive flows or that (ii) the different sedimentological patterns encountered at this scale for a single event are the result of the internal variability of the flow.

5.3. The role of sediment transfer events in the construction of the system and their preservation in the geological archive

Our study suggests that gravity-flows should be grouped in two main categories as a function of their magnitude and subsequent impact on the built-up and evolution of the Var turbidite system.

High-magnitude flows, which mobilize large amount of sediment with several grain-size populations through long distance, can be triggered by slope failures and by floods. Indeed, coarse inverse- then normally-graded sequences (type IVa) on the terraces and on the channel floor of the Middle Valley are inferred to be deposited by hyperpycnal currents and thus triggered by floods. Sequences I deposited in terraces B and C3 (IENV2-14 and IENV2-15 in Fig. 9) through the last century are interpreted as concentrated flows deposits and have been inferred to be slump-induced (see section 5.1). In terrace C, the correlation between cores indicates that sequence I found in IENV2-15 is related to a sequence II in IENV2-16 (Fig.12). This suggests that between the two areas the concentrated flow has transformed into a high-density turbidity current. This transformation can be related to the decrease of slope, at the continental slope-rise transition below the terrace C4 (Fig. 2) and to a subsequent hydraulic jump undergone by the flow. High-magnitude flows have a great impact on the morphology of the turbidite system. In terms of erosion, in the canyon and in the Upper Valley, they probably contribute to form the erosionnal features such as giant scours observed on the channel floor (Klaucke et al., 2000) and the low-elevated terraces A and B (Fig. 3 and 4). On the channel floor of the Middle Valley, the presence of a complex pattern of erosional and depositional bedforms observed on the SAR imagery (Fig. 6), and the occurrence of few thick

and coarse sequences (II and IVa) suggest that high magnitude flows have travelled in the Middle Valley and followed a complex pattern of channels and a low-elevation ridges (Piper and Savoye, 1003). In terms of deposition, the presence of sequences I, II and IVa in the terrace C, suggests that high magnitude flows can deposit significant amount of sediment at 70 m above the upper valley floor. The presence of some thin deposits (sequence III and IVb) deposited throughout the last century on the Var Sedimentary Ridge shows that the uppermost part of these high-magnitude flows can spill over the levee at an elevation of up to 300 m above the channel floor as, mentioned by Migeon et al (2006). High magnitude events also likely feed the terminal lobes (Unterseh, 1999; Bonnel, 2005).

Low-magnitude flows can be also triggered by slope failures and by floods. The type of trigger mechanism is hard to recognize from the sedimentary facies and sequences (see section 5.2.2). However, low-magnitude flows are expected to be dominantly low-magnitude hyperpycnal currents related to yearly floods as those reported by Khripounoff et al. (2009) or to be low-density turbulent surge (Ravenne and Beghin, 1983) related to shallow retrogressive small failures (Mulder et al., 1998). Since these flows are carrying small amount of material and have a short duration, they are mainly depositional and have a limited longitudinal and lateral extent (Mulder and Alexander, 2001). In that sense, they are most probably confined in the upper part of the turbidite system. On terrace C, where the recent turbiditic activity is the best recorded we have shown that sedimentary deposits during the last 50 years are corresponding dominantly (60-85% of deposits and 90% of sequences) to thin (few millimetres to centimetres thick) fine-grained sequences (III, IVa and V). They poorly impact the morphology of the system because (i) they are spatially limited to the canyon and the Upper Valley and adjacent terraces, and because (ii) their thin deposits are easily eroded and reworked by larger gravity flows. Nevertheless, they probably subsequently erode the low-elevated terraces A and B, as suggested by the poor occurrence of sequences deposited and preserved here at the scale of the last century (Table 1).

In the geological archive, it is very likely that the low magnitude events will be badly preserved because they occur on terraces within the canyon and the valley and will probably be eroded and reworked by the few high-magnitude flows. On the other hand, deposits from high-magnitude flows will very likely be preserved because they are exported on the most remote area of the system, i.e the top and the external flank of the sedimentary ridge and the terminal lobes. This mean that in fossil systems turbidite facies are most likely representative of the biggest “events” with a return period of several decades (e.g. return period of 16 year on the Var Sedimentary Ridge), while the sedimentary record of seasonal activity of the river or yearly slope failures in the canyon will be eventually erased and badly preserved in the geological archive.

6. Conclusions

This new study presents data at various scales of both time and space. These data allow establishing a map of the relative importance of deposition and erosion over the whole turbidite system and highlight the complex interactions between morphology and sedimentary processes. The study improves the understanding of time-scale preservation of deposits. The following conclusions may be emphasized:

- Although the channel-floor is a dominantly by-pass area, localized and episodic sedimentation occurs, with one deposit every 25 years.
- The Var Sedimentary Ridge is dominated by deposition, with one deposit every 14 years.
- The dominant facies of inner terraces depends on their elevation above the canyon or channel floor. On low-elevation terraces, erosional processes counterbalance

depositional processes. All deposits show erosional bases. Only a few deposits on high-elevation terraces show erosional bases and they record most of the recent processes (one deposit every 1-1.5 years).

Six sequences deposited in the Var Turbiditic System have been observed and linked to two main categories of flows, related to their frequency and magnitude:

- Low-frequency, high-magnitude flows among which (i) concentrated flows and (ii) high-density turbidity currents, generated by large slope failures potentially earthquakes-induced (Migeon et al., 2006) ; (iii) high-magnitude hyperpycnal currents, generated by Var River floods with a discharge tens time higher than the annual flood discharge.
- High-frequency, low-magnitude flow among which (iv) low-density turbidity surges related to shallow failures in sediment accumulated on the narrow continental shelf and (v) low-magnitude hyperpycnal currents, probably generated by convective instability in hypopycnal plumes (Parsons et al., 2001); (vi) hypopycnal plumes or dilute tails of turbidity flows which convey, by suspension, turbid clouds of sediments through large areas and deposit them by the fall-out process.

The magnitude of a flow controls its impact on the construction of the system and its preservation through geological archive. High-magnitude flows generate significant changes in the morphology of the turbidite system, because they are responsible for strong erosion in the canyon and in the valley and provide thick accumulation on the inner terraces and locally on the channel floor, and most of the fine-grained turbidites on the Var Sedimentary Ridge. Low-magnitude flows constitute the main part of the daily sediment flux. These events are not powerful enough to carry their sediment load into the deep sea, and remain confined in the upper part of the turbidite system (Canyon and Upper Valley). These short-duration, low-concentration events deposit thin beds with rare sedimentary structures. Consequently, a single low-magnitude event has different sedimentological signatures which can lead to misinterpretation of the depositional process. As core correlation has shown, and as suggested by Mulder et al. (2001a), it appears that in the case of the Var River, most of fine-grained turbidites are, in fact, base cut-out hyperpycnal sequences. Therefore, over the last fifty years, the Var turbidite system has recorded more hyperpycnal currents than theoretical frequency calculated by Mulder et al. (1998). The threshold of sediment concentration in a river plume necessary to generate hyperpycnal flow (Mulder et al., 2001b) must be re-evaluated as suggested by Parsons et al. (2001) to include convective sedimentation or other reconcentration processes.

Only voluminous deposits from high-magnitude flows are preserved on the geological time scale, by depositing coarse and thick sequences in the channel that could be preserved from erosion, and mostly by depositing sediments on the levee, which is barely submitted to erosion. Low-magnitude flows produce thin, fine-grained and discontinuous deposits, even at a metric scale, located inside the valley of the system. Thus, they are easily eroded by high-magnitude flows and hardly preserved in the deposits. This outlines the gap between the sedimentary processes acting in a turbidite system and their record in the sedimentary archive at a geological time scale.

Acknowledgments: The authors are grateful to J. Saint-Paul, G. Floch, M. Rovere for their assistance during data processing. We thank the Captain and crews of the R/V Le Suroît and Thetys 2 and IFREMER staff for their helpful assistance during the cruises. Sidonie Revillon, Julien Bourget, Gwénaél Jouet and Roland Mas are warmly thanked for improving a preliminary draft of this article. David J. W. Piper and the anonymous reviewers are warmly thanked for their valuable comments on the manuscript. This research was supported by the

FP6 European project HERMES (Hotspot Ecosystem Research on the Margins of European Seas (Contract No. GOCE-CT-2005-511234-1).

- Bonnell, C., 2005. Mise en place des lobes distaux dans les systèmes turbiditiques actuels: Analyse comparée des systèmes du Zaïre, Var et Rhône. Thèse de doctorat / université Bordeaux 1: (314 pp).
- Bouma, A.H., 1962. Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation. Elsevier, Amsterdam, 168 pp.
- Dan, G., Sultan, N., Savoye, B., 2007. The 1979 Nice harbour catastrophe revisited: Trigger mechanism inferred from geotechnical measurements and numerical modelling. *Marine Geology*, 245(1-4): 40-64.
- Foucault, A., Baltzer, F., Glaçon, G., Lellouche, D., 1986. Turbidites et hémipélagites sur la pente sud de la ride du Var (mer Ligure, Méditerranée occidentale). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 2(4): 675-679.
- Genesseeux, M., Foucault, A., Clerc-renaud, T., 1985. Les rides migrantes de l'éventail sous-marin du Var (Méditerranée nord-occidentale), Commission Internationale pour l'Exploration Scientifique de la Mer Méditerranée - Rapports et Procès-Verbaux des réunions de Monaco, pp. 205-206.
- Genesseeux, M., Guibout, P., Lacombe, H., 1971. Enregistrement de courants de turbidité dans la vallée sous-marine du Var (Alpes-Maritimes). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 273: 2456-2459.
- Genesseeux, M., Mauffret, A., Pautot, G., 1980. Les glissements sous-marins de la pente continentale niçoise et la rupture de câbles en mer Ligure (Méditerranée occidentale), *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris Série D*, pp. 959-962.
- Hesse, R., Chough, S.K., 1980. The Northwestern Atlantic Mid-Ocean Channel of the Labrador Sea: II, depositional of parallel-laminated levee-muds from the viscous sublayer of low density turbidity currents. *Sedimentology*, 27: 697-711.
- Jaeger, J.M., Nittrouer, C.A., Scott, N.D., Milliman, J.D., 1998. Sediment accumulation along a glacially impacted mountainous coastline: north-east Gulf of Alaska. *Basin Research*, 10(1): 155-173.
- Khripounoff, A., Vangriesheim, A., Crassous, P., Etoubleau, J., 2009. High frequency of sediment gravity flow events in the Var submarine canyon (Mediterranean Sea). *Marine Geology*, 263(1-4): 1-6.
- Klaucke, I., Savoye, B., Cochonat, P., 2000. Patterns and processes of sediment dispersal on the continental slope off Nice, SE France. *Marine Geology*, 162(2-4): 405-422.
- Kneller, B., 1995. Beyond the turbidite paradigm: physical models for deposition of turbidites and their implications for reservoir prediction. Geological Society, London, Special Publication, 94(1): 31-49.
- Kneller, B., Buckee, C., 2000. The structure and fluid mechanics of turbidity currents: a review of some recent studies and their geological implications. *Sedimentology*, 47(1): 62-94.
- Lowe, D.R., 1982. Sediment gravity flows; II, Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Research*, 52(1): 279-297.
- Malinverno, A., Ryan, B.F., Auffret, G., Pautot, G., 1988. Sonar images of the path of recent failure events on the continental margin off Nice, France. *Geological Society of America Special Paper*, 229: 59-75.
- Mauffret, A., Fail, J.P., Montadert, L., Sancho, J., Winnock, E., 1973. Northwestern Mediterranean Sedimentary Basin from Seismic Reflection Profile. *AAPG Bulletin*, 57(11): 2245-2262.

- Mc Cave, I.N., Manighetti, B., Robinson, S.G., 1995. Sortable silt and fine sediment size/composition slicing: Parameters for paleocurrent speed and paleoceanography. *Paleoceanography*, 10(3): 593-610.
- Migeon, S., 2000. Dune géantes et levées sédimentaires en domaine profond: Approches morphologique, sismique et sédimentologique. Thèse de doctorat / université de Nice.
- Migeon S, Garziglia S, Sage F, Sardou O (2005) Submarine landslides in the Ligurian basin: impact of sediment supply, earthquakes and salt tectonic. In: Abstract Volume of the Association of the French Sedimentologists Meeting, Presqu'île de Giens.
- Migeon, S., Mulder, T., Savoye, B., Sage, F., 2006. The Var turbidite system (Ligurian Sea, northwestern Mediterranean)—morphology, sediment supply, construction of turbidite levee and sediment waves: implications for hydrocarbon reservoirs. *Geo-Marine Letters*, 26(6): 361-371.
- Migeon, S., Savoye, B., Faugères, J.C., 2000. Quaternary development of migrating sediment waves in the Var deep-sea fan: distribution, growth pattern, and implication for levee evolution. *Sedimentary Geology*, 133(3-4): 265-293.
- Migeon, S., Weber, O., Faugères, J.C., Saint-Paul, J., 1999. SCOPIX: A new X-ray imaging system for core analysis. *Geo-Marine Letters*, 18(3): 251-255.
- Millot, C., 1987. Circulation in the Western Mediterranean. *Oceanologica Acta*, 10(2): 143-149.
- Millot, C., 1991. Mesoscale and seasonal variabilities of the circulation in the western Mediterranean. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 15(3-5): 179-214.
- Millot, C., 1999. Circulation in the Western Mediterranean Sea. *Journal of Marine Systems*, 20(1-4): 423-442.
- Mulder, T., Alexander, J., 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology*, 48: 269-299.
- Mulder, T., Cochonat, P., 1996. Classification offshore mass movements. *Journal of Sedimentary Research*, 66: 43-57.
- Mulder, T., Migeon, S., Savoye, B., Faugères, J.C., 2001a. Inversely graded turbidite sequences in the deep Mediterranean: A record of deposits from flood-generated turbidity currents? *Geo-Marine Letters*, 21(2): 86-93.
- Mulder, T., Migeon, S., Savoye, B., Jouanneau, J.M., 2001b. Twentieth century floods recorded in the deep Mediterranean sediments. *Geology*, 29(11): 1011-1014.
- Mulder, T., Savoye, B., Piper, D.J.W., Syvitski, J.P.M., 1998. The Var submarine sedimentary system: understanding Holocene sediment delivery processes and their importance to the geological record. Stoker, M.S., Evans, D; & Cramp, A. (eds) *Geological Processes on Continental Margin: Sedimentation, Mass-wasting and stability*. Geological Society, London, Special Publication (129): 145-166.
- Mulder, T., Savoye, B., Syvitski, J.-P.-M., 1997a. Numerical modelling of a mid-sized gravity flow: The 1979 Nice turbidity current (dynamics, processes, sediment budget and seafloor impact). *Sedimentology*, 44(2): 305-326.
- Mulder, T., Savoye, B., Syvitski, J.P.M., Parize, O., 1997b. Des courants de turbidité hyperpycniaux dans la tête du canyon du Var ? Données hydrologiques et observations de terrain (Hyperpycnal turbidity currents at the head of the Var Canyon ? Hydrological data and geological observations). *Oceanologica Acta*, 20(4): 607-626.
- Mulder, T., Syvitski, J.P.M., Migeon, S., Faugères, J.C., Savoye, B., 2003. Marine hyperpycnal flows: Initiation, behavior and related deposits. A review. *Marine and Petroleum Geology*, 20(6-8): 861-882.
- Mulder, T., Tisot, J.P., Cochonat, P., Bourillet, J.F., 1996. Regional assessment of mass failure events in the Baie des Anges, Mediterranean Sea. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences and Geomechanics Abstracts*, 33: 5A-5A.

- Mulder, T., Zaragosi, S., Jouanneau, J.-M., Bellaiche, G., Guérinaud, S., Querneau, J., in press, Deposits related to the break of the Malpasset Dam in 1959: an analogy for hyperpycnal deposits from jökulhlaups: *Marine Geology*.
- Parker, G., 1982. Conditions for the ignition of catastrophically erosive turbidity currents. *Marine Geology*, 46: 307-327.
- Parsons, J.D., Bush, J.W.M., Syvitski, J.P.M., 2001. Hyperpycnal plume formation from riverine outflows with small sediment concentrations. *Sedimentology*, 48(2): 465-478.
- Pickering, K.T., Hiscott, R.N., Hein, F.J., 1989. Deep marine environments: clastic sedimentation and tectonics. Unwin Hyman, London, 416 pp.
- Piper, D.J.W., Cochonat, P., Ollier, G., LeDrezen, E., Morrison, M., Baltzer, A., 1992. Evolution progressive d'un glissement rotationnel en un courant de turbidité: cas du séisme de 1929 des Grands Bancs (Terre-Neuve). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 314(Série II): 1057-1064.
- Piper, D.J.W., Deptuck, M., 1997. Fine-grained turbidites of the Amazon fan: facies characterization and interpretation. In: R.D. Flood, D.J.W. Piper, A. Klaus and P. L.C. (Editors), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, pp. 79-108.
- Piper, D.J.W., Normark, W.R., 2001. Sandy fans - from Amazon to Hueneme and beyond. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 85(8): 1407-1438.
- Piper, D.J.W., Normark, W.R., 2009. Processes that initiate turbidity currents and their influence on turbidites: A marine geology perspective. *Journal of Sedimentary Research*, 79: 347-362.
- Piper, D.J.W., Savoye, B., 1993. Processes of late Quaternary turbidity current flow and deposition on the Var deep-sea fan, north-west Mediterranean Sea. *Sedimentology*, 40(3): 557-582.
- Prior, D.B., Bornhold, B.D., 1989, Submarine sedimentation on a developing Holocene fan delta: *Sedimentology*, v. 36, p. 1053–1076.
- Pye, K., 1994. Properties of sediment particles. In: K. Pye (Editor), *Sediment Transport and Depositional Processes*. Blackwell : Oxford pp. 1-24.
- Ravenne, C., Beghin, P., 1983. Apport des expériences en canal à l'interprétation sédimentologique des dépôts de cônes détritiques sous-marins. *Revue de l'I.F.P.*, 38: 279-297.
- Robbins, J.A., Edgington, D.N., 1975. Determination of recent sedimentation rates in Lake Michigan using Pb-210 and Cs-137. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 39(3): 285-304.
- Sage, L., 1976. La sédimentation à l'embouchure d'un fleuve côtier méditerranéen. Thèse de doctorat / université de Nice: 243 p.
- Sammari, C., Millot, C., Prieur, L., 1995. Aspects of the seasonal and mesoscale variabilities of the Northern Current in the western Mediterranean Sea inferred from the PROLIG-2 and PROS-6 experiments. *Deep-sea research. Part 1. Oceanographic Research papers*, 42(6): 893-917.
- Savoye, B., Piper, D.J.W., 1993. Quaternary sea-level change and sedimentation on the continental shelf and slope of Antibes, French Riviera. *Geo-Marine Letters*, 13: 2-8.
- Savoye, B., Piper, D.J.W., Droz, L., 1993. Plio-pleistocene evolution of the Var deep-sea fan off the French Riviera. *Marine and Petroleum Geology*, 10(6): 550-571.
- Schmidt, S., Howa, H., Mouret, A., Lombart, F., Anschutz, P., Labeyrie, L., in press. Particle fluxes and recent sediment accumulation on the Aquitanian margin of Bay of Biscay. *Continental Shelf Research*, In Press, Corrected Proof.
- Schmidt, S., Jouanneau, J.-M., Weber, O., Lecroart, P., Radakovitch, O., Gilbert, F., Jezequel, D., 2007. Sedimentary processes in the Thau Lagoon (France): From seasonal to century time scales. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 72(3): 534-542.

- Stow, D.A.V., Bowen, A.J., 1980. A physical model for the transport and sorting of fine-grained sediment by turbidity currents. *Sedimentology*(27): 31-46.
- Taupier-Letage, I., Millot, C., 1985. General hydrodynamical features in the Ligurian sea inferred from the DYOME experiment. *Oceanologica Acta*, 9(2): 119-131.
- Unterseh, S., 1999. Cartographie et caractérisation du fond marin par sondeur multifaisceaux. Doctorat Thesis, I.N.P.L., 234 pp.
- Wheatcroft, R.A., Drake, D.E., 2003. Post-depositional alteration and preservation of sedimentary event layers on continental margins, I. The role of episodic sedimentation. *Marine Geology*, 199(1-2): 123-137.

C- Le rôle des transferts sédimentaires dans la construction du système – Evolution des taux d'accumulation en masse (TAM) avec le temps.

La répartition des séquences sédimentaires le long du système nous a permis de comprendre le rôle de chaque type de transfert sédimentaire dans la construction du système et d'expliquer les différents taux de sédimentation observés à l'échelle du siècle. L'évolution des taux de sédimentation au cours du temps a été étudiée avec plus de détail, à différentes périodes de temps. Ainsi, ce paragraphe s'attache à discuter des évolutions du taux d'accumulation à l'échelle des derniers cinquante ans, du siècle et de l'Holocène.

1- Résultats complémentaires

1.1- Les TAM dans l'archive sédimentaire

Le TAM pour les derniers 50 ans

Les TAM moyennés sur les cinquante dernières années ont été reconstruits à partir des mesures du ^{137}Cs sur 25 carottes réparties sur les différentes zones du système turbiditique (Tableau VI-1).

Terrasse A	Terrasse B	Terrasse C		Chenal	Ride Sédimentaire du Var
<i>IENV2-11:</i> [7,91 - 9,35]	<i>IENV2-14:</i> [1,2 - 5,64]	C2	<i>MTB-VA-02:</i> >30,55	<i>IENV2-07:</i> > 6,15	<i>IENV2-05:</i> [2,88 - 4,9]
<i>IENV2-12:</i> >13,65	<i>MTB-RG-06:</i> [1,2 - 10,25]		<i>MTB-VA-05:</i> >25,94	<i>MTB-Chenal-34:</i> [10,86 - 12,67]	<i>MTB-VC-17:</i> [2,45 - 3,03]
<i>IENV2-13:</i> [7,18 - 11,62]	<i>MTB-RG-20:</i> [1,54 - 2,22]		<i>MTB-VA-15:</i> >27,67	<i>IENV2-04:</i> [4,88 - 5,4]	<i>MTB-VC-04:</i> [3,31 - 9,51]
	<i>MTB-RG-36:</i> >0,17		<i>MTB-VA-26:</i> >27,67	<i>MTB-VB-08:</i> > 3,62	<i>MTB-VC-22:</i> > 0,72
		C3	<i>IENV2-15:</i> >51,5	<i>MTB-VB-16:</i> [2,22 - 3,08]	<i>IENV2-03:</i> [1,24 - 3,11]
		C4	<i>IENV2-16:</i> >44,86	<i>MTB-VB-01:</i> > 3,41	<i>MTB-VD-18:</i> [1,56 - 1,84]
			<i>KV10:</i> 57,80		

Tableau VI-1: Tableau récapitulatif des TAM ($\text{g.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$) calculés à partir des mesures de ^{137}Cs sur les différents sites du système turbiditique du Var. La position des carottes est indiquée sur la figure III-1. Les valeurs entre crochets donnent une fourchette du flux, liée à l'incertitude sur la position de fin d'activité du ^{137}Cs , avec les valeurs minimales et maximales. Les valeurs indiquées par un signe supérieur correspondent à des carottes pour lesquelles la fin de l'activité du ^{137}Cs n'a pas été atteinte. La valeur fournie est donc une valeur minimale. Sur KV10, le TAM a été calculé grâce aux données de Mulder et al (2001b).

Pour la terrasse C, seules les carottes IENV2-15 (sub-terrasse C3) et IENV2-16 (sub-terrasse C4) ont des mesures jusqu'à la base. Grâce aux corrélations des séquences sédimentaires entre

elles, on estime que la base des autres carottes prélevées sur la sub-terrasse C2 contient encore du ^{137}Cs et du $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ en activité.

Les valeurs maximales et minimales pour chaque zone sont également reportées sur la Figure VI-1. Sur la terrasse C4 ont été ajoutées les valeurs de ^{137}Cs concernant la carotte KV10 (Mulder et al., 2001b), prélevée au même niveau que la carotte IENV2-16.

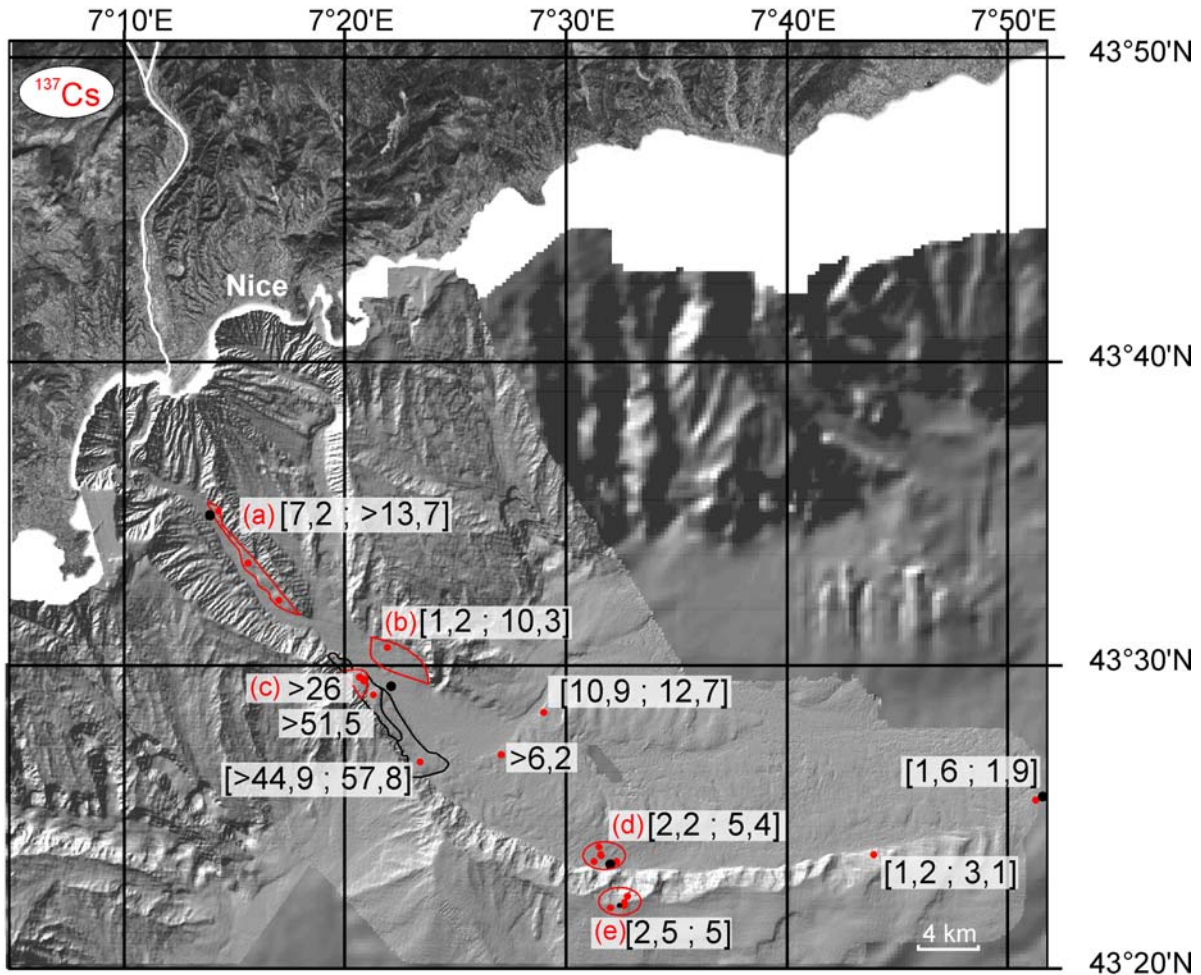


Figure VI-1: Répartition des TAM ($\text{g.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$) sur les cinquante dernières années dans le système turbiditique du Var, estimés à partir des mesures de ^{137}Cs sur les carottes (points rouges). Les surfaces rouges présentent les flux estimés à partir d'un ensemble de carottes regroupées par zone avec (a) la terrasse A, (b) la terrasse B, (c) la terrasse C2, (d) le chenal au niveau du mouillage VB et (e) la Ride Sédimentaire du Var au niveau du mouillage VC.

Les TAM estimés sur les cinquante dernières années décroissent globalement de l'amont vers l'aval du système turbiditique. Les sites situés dans le Canyon et la Vallée Supérieure (terrasses A, B et C) enregistrent des TAM d'en moyenne $10 \text{ g.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$, et qui peuvent aller jusqu'à $57,8 \text{ g.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$ (KV10, Tableau VI-1). Dans le chenal au pied de la pente continentale, les TAM sont supérieurs à $6,2 \text{ g.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$ (IENV2-07, Tableau VI-1) et peuvent atteindre $12,7 \text{ g.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$ dans le chenal Nord (MTB-Chenal-34, Tableau VI-1). En aval, dans le chenal Sud et sur la partie centrale de la Ride Sédimentaire du Var, les TAM sont de l'ordre de 2 à $5 \text{ g.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$. Enfin, sur la partie orientale de la Ride, les TAM sont compris entre 1 et $3 \text{ g.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$ (IENV2-03 et MTB-VD-18, Tableau VI-1).

Les TAM varient surtout en fonction de la physiographie et du relief. On observe ainsi que:

- Sur les terrasses, les TAM calculés montrent de fortes disparités spatiales. Au sein d'une même terrasse, les TAM peuvent varier d'un facteur 2 à 5 (Figure VI-1). Sur la terrasse B par exemple, le TAM maximum varie entre 2,2 et 10,2 $\text{g.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$ (Tableau VI-1). Les TAM varient également d'une terrasse à l'autre. Si le flux ne dépasse pas les 10,2 $\text{g.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$ sur la terrasse B, ils peuvent atteindre 57,8 $\text{g.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$ sur la sub-terrasse C4.
- Dans le chenal, le TAM est globalement plus faible que sur les hauteurs (terrasses, levée). Il est moins élevé dans le sub-chenal Sud qui longe la Ride Sédimentaire du Var que dans le sub-chenal Nord au pied de la pente continentale.
- Sur la Ride Sédimentaire du Var, le TAM diminue depuis sa partie centrale jusqu'à sa partie orientale (Figure VI-1).

Les TAM sur la période ~1900-1950

Dans les carottes de la Ride Sédimentaire du Var, la décroissance du $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ est régulière, et les TAM pour le début du siècle sont calculés avec la méthode CFCS (voir chapitre III). Sur les autres carottes, les TAM sont estimés à partir de la fin d'activité du ^{137}Cs et du $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$, lorsqu'elle est détectée. Si le dernier échantillon dans lequel est mesuré du $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ en activité correspond également au dernier échantillon contenant du ^{137}Cs , le TAM sur cette période n'est pas estimé.

Terrasse A	Terrasse B	Terrasse C4	Chenal	Ride Sédimentaire du Var
<i>IENV2-13:</i> [1 – 7,2]	<i>MTB-RG-20:</i> [1,5 – 4,23]	<i>KV10:</i> 29,8	<i>MTB-VB-16:</i> [0,7 – 3,6]	<i>IENV2-05:</i> 3,67 <i>MTB-VC-17:</i> 3,49 <i>MTB-VC-04:</i> 5,82 <i>MTB-VC-22:</i> 5,37 <i>IENV2-03:</i> 0,65 <i>MTB-VD-18:</i> 1,42

Tableau VI-2: Tableau récapitulatif des TAM ($\text{g.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$) sur la première moitié du siècle, calculés à partir des mesures de $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ et de ^{137}Cs sur les différents sites du système turbiditique du Var. La position des carottes est indiquée sur la figure III-1. Les valeurs de TAM sur la Ride Sédimentaire du Var sont calculées à partir du modèle CFCS (d'après Appleby et Oldfield, 1978 cf. chapitre III). Les valeurs entre crochets donnent une fourchette minimale et maximale du flux, liée à l'incertitude sur la position de fin d'activité du ^{137}Cs et du $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$. Sur KV10, le flux a été calculé grâce aux données de Mulder et al. (2001b).

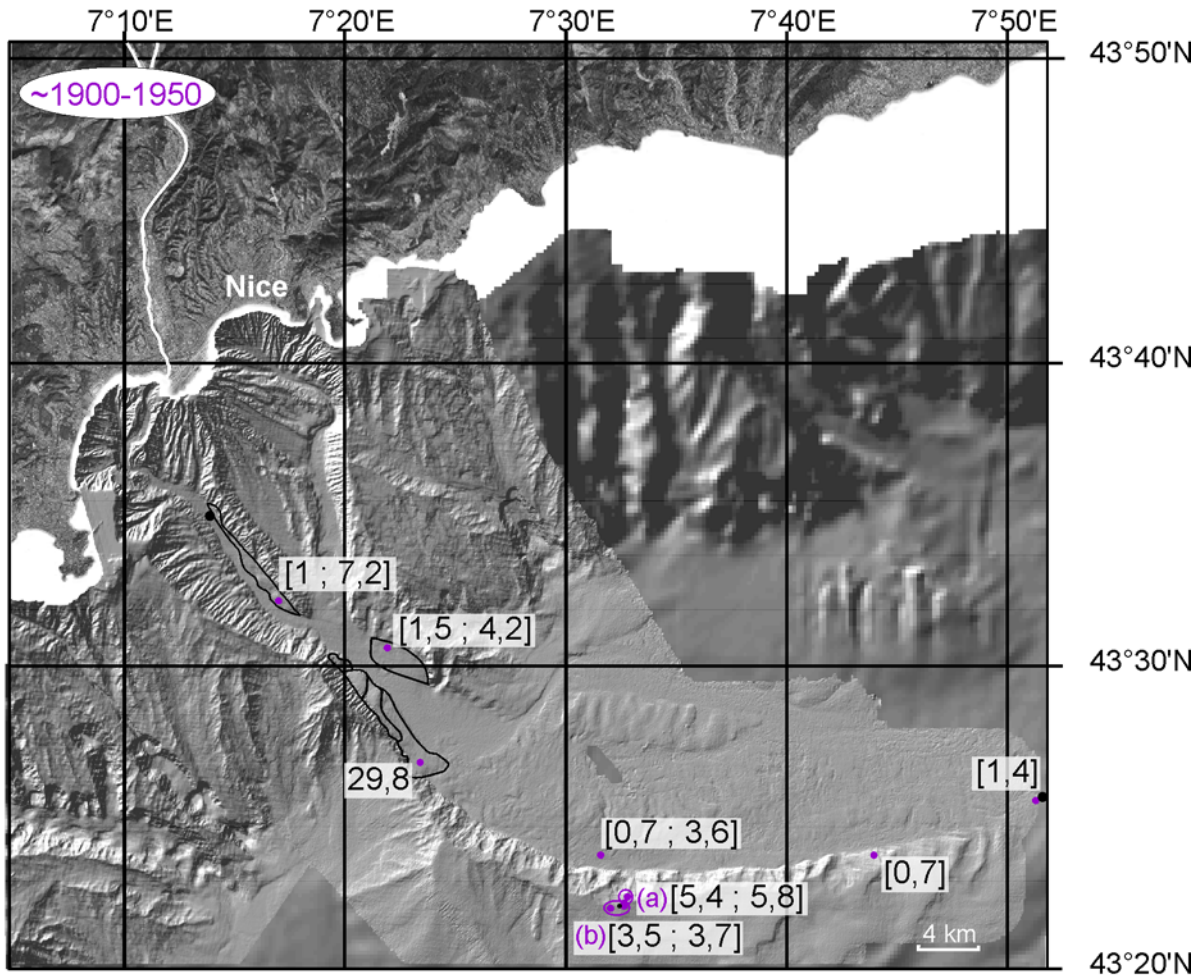


Figure VI-2: Répartition des TAM ($\text{g.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$) sur la période ~1900-1950 dans le système turbiditique du Var, estimés à partir des mesures de $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ et ^{137}Cs sur les carottes (points violets). Les surfaces violettes présentent les flux estimés à partir d'un ensemble de carottes regroupées par zone avec (a) le flanc interne et (b) le flanc externe de la Ride Sédimentaire du Var.

Sur la période couvrant la première moitié du siècle, on observe à peu près les mêmes tendances qu'à l'échelle des cinquante dernières années, à savoir un TAM qui peut fortement varier d'une terrasse à l'autre mais qui globalement reste plus fort en amont du système i.e. dans le canyon et dans la Vallée Supérieure que sur les stations en aval (chenal et Ride Sédimentaire du Var). Les TAM de la première moitié du siècle sont cependant plus faibles sur les terrasses et dans le chenal qu'à l'échelle des cinquante dernières années (Tableau VI-4). Sur la Ride Sédimentaire du Var par contre, le TAM du début du siècle est similaire à celui des 50 ans. Les TAM y sont environ trois à cinq fois plus importants sur la partie centrale que sur la partie orientale, avec des TAM de l'ordre de 3,5 à 6 $\text{g.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$ contre 0,7 à 1,4 $\text{g.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$ respectivement. Sur la partie centrale, le nombre important de carottes permet de mettre en évidence un gradient du TAM depuis la crête vers le flanc externe de la Ride Sédimentaire du Var, avec des flux de l'ordre de 5,4 à 5,8 $\text{g.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$ sur la crête (Figure VI-2a) et de 3,5 à 3,7 $\text{g.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$ sur le flanc externe (Figure VI-2b).

Les TAM à l'échelle de l'holocène

La compilation des datations disponibles sur l'ensemble du système turbiditique du Var permet d'estimer les TAM pour l'Holocène. La position des carottes utilisées est indiquée sur la Figure VI-3, et les TAM estimés sont compilés dans le Tableau VI-3.

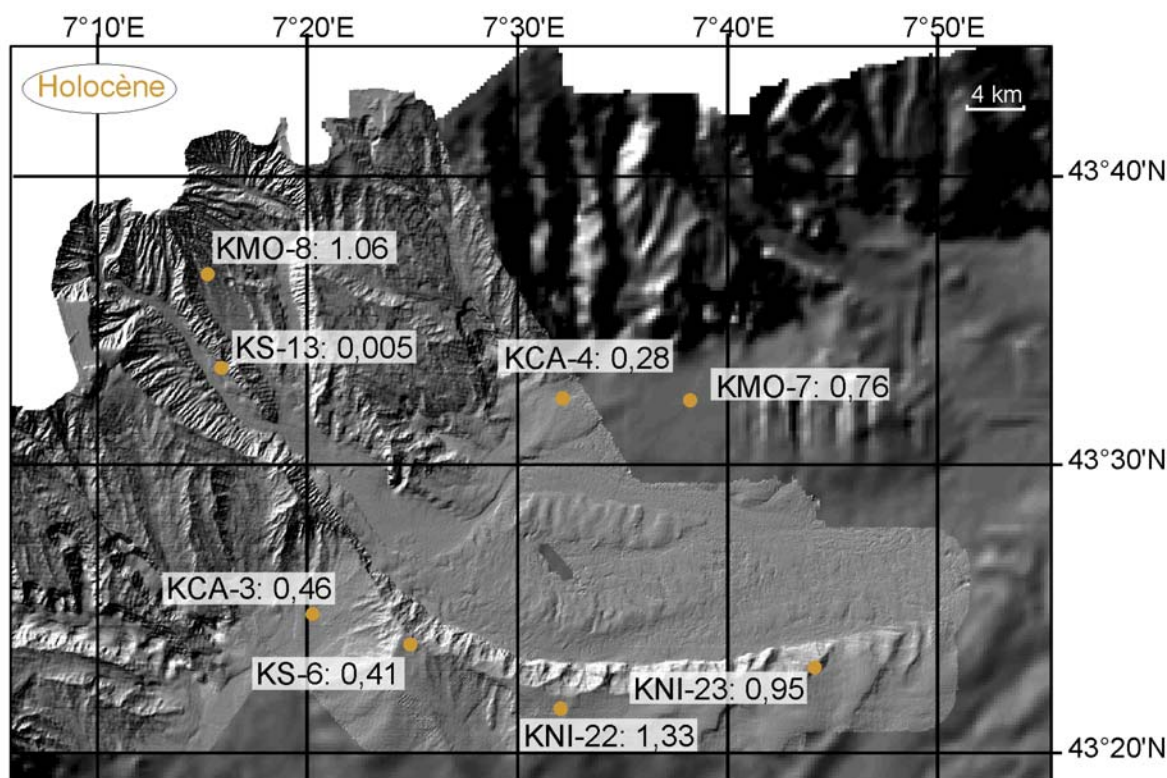


Figure VI-3: Répartition des TAM ($\text{g.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$) à l'échelle de l'holocène dans le système turbiditique du Var, estimés à partir des mesures de ^{14}C sur les carottes (points jaunes).

Site	Carotte	Mission (date)	Publication de référence	TAM estimé ($\text{g.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$)
Interfluve	KMO-8	MONICYA (1989)	(Mulder et al., 1998)	1.06
Terrasse A	KS-13	SAME (1986)	(Rohais, 2002)	0.005
Chenal	KCA-4	CASANICE (1988)	(Piper et Savoye, 1993)	0.279
Chenal	KMO-7	MONICYA (1989)	(Piper et Savoye, 1993)	0.762
Ride du Var (Ouest)	KS-6	SAME (1986)	(Piper et Savoye, 1993)	0.416
Ride du Var (Ouest)	KCA-3	CASANICE (1988)	(Piper et Savoye, 1993)	0.461
Ride du Var (centre)	KNI-22	NICASAR (1994)	(Jégou, 2002)	1,329
Ride du Var (centre)	KNI-23	NICASAR (1994)	Jorry (Comm. Pers.)	0.951

Tableau VI-3: Tableau récapitulatif des TAM ($\text{g.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$) calculés à partir des mesures de ^{14}C sur des carottes du système turbiditique du Var. La position des carottes est indiquée sur la Figure VI-3.

Le Tableau VI-3 et la Figure VI-3 permettent de mettre en évidence que les TAM sont plus lissés sur l'ensemble du système, puisqu'ils sont presque tous du même ordre de grandeur, excepté pour la carotte prélevée dans la terrasse A (KS13 dans la Figure VI-3). Ainsi, sur la terrasse A, le TAM est très faible, de l'ordre de $0,005 \text{ g.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$. Sur les autres sites, les TAM sont compris entre $0,28$ et $1,33 \text{ g.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$. Les TAM dans le chenal semblent hétérogènes

puisque'ils passent de 0,28 à 0,76 sur une distance de 4,25 km. Le TAM sur la Ride Sédimentaire du Var semble globalement plus fort dans sa partie occidentale que dans sa partie orientale, avec des valeurs proches de $0,45 \text{ g.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$ passant à des valeurs comprises entre 0,95 et $1,33 \text{ g.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$. L'interprétation des profils sismiques, qui suggère un taux de sédimentation trois à quatre fois plus fort sur la partie orientale que sur la partie occidentale de la Ride, confirme ces observations (Piper et Savoye, 1993; Migeon, 2000). Si l'on considère un taux de sédimentation moyen de 17 cm.ka^{-1} sur la dernière période glaciaire (Piper et Savoye, 1993) pour la carotte KS-6 (Figure VI-3), on peut estimer un TAM moyen de l'ordre de $1,4 \text{ g.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$ sur la partie orientale de la Ride.

	0 - 50 ans	50 - 100 ans	Holocène
Terrasse A	9	4*	0.005
Terrasse B	3,7	3*	
Terrasse C	58*	30*	
Chenal (Vallée Moyenne)	5,8	2,1*	0,52
Ride du Var (Ouest)	-	-	0,43
Ride du Var (Centre)	4,3	4,6	1,14
Ride du Var (Est)	1,7	1,4	1,4

Tableau VI- 4: Récapitulatif du TAM moyen ($\text{g.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$) sur les périodes couvrant la première et la seconde moitié du dernier siècle et sur l'Holocène pour les différents sites du système turbiditique du Var. Les carottes dont la fin d'activité n'a pas été obtenue ne sont pas incluses dans le calcul de ces moyennes. Les valeurs estimées à partir d'une seule carotte sont indiquées par un astérisque.

Les TAM moyens, estimés aux différentes périodes de temps sur l'ensemble du système sont récapitulées dans le tableau VI-4. Les TAM moyens journaliers diminuent globalement de l'amont vers l'aval sur les périodes couvrant le dernier siècle. L'évolution des TAM dans le temps montre une évolution du stockage sédimentaire. Plus la période de temps considérée est longue, plus les TAM moyens journaliers diminuent dans le canyon et sur les terrasses du canyon et de la Vallée Supérieure. Sur la Ride Sédimentaire du Var, les TAM diminuent de l'amont vers l'aval au cours du siècle dernier, et cette tendance s'inverse à l'échelle Holocène.

1.2- Fréquence des turbidites

Pour comprendre la signification des TAM mesurés, nous avons compté pour chaque zone du système turbiditique le nombre de séquences déposées et préservées sur les cinquante dernières années et celles déposées et préservées entre 1900 et 1950 environ (Tableau VI-5). Puisque le calage stratigraphique des sédiments n'a pu être effectué avec précision, les tableaux présentent le nombre maximal de séquences gravitaires déposées et préservées sur les périodes considérées.

Ce tableau permet de mettre en évidence une diminution du nombre de séquence sédimentaire déposées et/ou préservées sur la première moitié du siècle par rapport au nombre de séquence déposées et/ou préservées sur les cinquante dernières années.

	0 - 50 ans	50 - 100 ans		0 - 50 ans	50 - 100 ans
	terrasse A			Terrasse C3	
IENV2-11	3 (B)	x	IENV2-15	>33	x
IENV2-12	>5 (B)	x		Terrasse C4	
IENV2-13	5 (B)	4	IENV2-16	21 (B)	x
	Terrasse B		KV10	12	4
IENV2-14	3	x		Chenal	
MTB-RG-06	0 (B)	x	IENV2-07	>1 (B)	x
MTB-RG-20	1	0 (B)	IENV2-04	2 (B)	x
	Terrasse C1		MTB-VB-08	>3	x
MTB-VAA-23	>16	x	MTB-VB-16	2	1
	Terrasse C2		MTB-VB-01	>5	x
MTB-VA-02	>13	x		Levée	
MTB-VA-05	>22	x	IENV2-05	4 (B)	2 (B)
MTB-VA-15	>22	x	MTB-VC-04	7	2 (B)
MTB-VA-26	>19	x	MTB-VC-10	5	4
MTB-VA-28	>16	x	IENV2-03	2 (B)	1 (B)

Tableau VI-5: Nombre de séquences gravitaires déposées et préservées durant les deux moitiés du dernier siècle sur les carottes des différentes zones du système turbiditique du Var. Les valeurs indiquées par un signe supérieur correspondent à des carottes pour lesquelles la fin de l'activité du ^{137}Cs n'a pas été atteinte. La valeur fournie est donc une valeur minimale. Lorsque le cadre stratigraphique ne peut être établi pour la première moitié du siècle, le nombre de séquences ne peut être estimé (x). Le nombre de séquences peut être sous-estimé lorsque la bioturbation (B) est trop importante. La position des carottes est donnée dans la figure III-1.

2. Discussion

A l'échelle des cinquante dernières années, la diminution du TAM avec la distance à l'embouchure indique que les sédiments se sont plutôt accumulés dans la partie amont du système (Figure VI-4). Avec un flux supérieur à $50 \text{ g.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$ et en moyenne 20 séquences sédimentaires, la terrasse C enregistre le plus fort TAM sur cette période de temps. Sur les autres terrasses et dans le chenal, le TAM moyen et le nombre de séquences déposées et préservées sont plus faibles que sur la terrasse C car les processus érosifs y sont plus forts (Mas et al.). Sur la Ride Sédimentaire du Var, le TAM moyen et le nombre de séquences décroît de l'Ouest vers l'Est (Tableau VI-1). Cela signifie qu'il y a plus de dépôt et/ou moins d'érosion à l'Ouest. Une plus grande quantité de courant de turbidité pourrait atteindre et déborder sur la partie centrale de la Ride, située plus en amont du système, et s'arrêter avant d'atteindre la partie orientale. En outre, la levée est plus basse dans la partie orientale et pourrait donc être plus souvent érodée par les écoulements, faisant diminuer le TAM moyen et le nombre de séquences préservées.

Sur toute la zone étudiée du système turbiditique, les TAM sont 1,2 à 2,5 fois plus forts sur la seconde moitié que sur la première moitié du siècle, sauf sur la partie centrale de la Ride Sédimentaire du Var sur laquelle le TAM reste équivalent (Tableau VI-6). De plus, le nombre moyen de séquences sédimentaires déposées sur la seconde moitié du siècle (~1950-2005) est plus élevé sur toute la zone étudiée que le nombre moyen de séquences déposées pendant la première moitié du siècle (Tableau VI-6).

	0 – 50 ans			50 – 100 ans		
	TAM ($\text{g.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$)	Nombre de turbidites	TAM par turbidite	TAM ($\text{g.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$)	Nombre de turbidites	TAM par turbidite
Terrasse A	10,5	4,3 (B)	2,4	4*	4	1
Terrasse B	2,8	1,3	2,2	3*	0	
Terrasse C	58*	20	2,9	30*	4*	7,5
Chenal	5,5	2,6	2,1	2,1*	1	2,1
Ride du Var (Centre)	4,3	5,3	0,8	4,6	2,6 (B)	1,8
Ride du Var (Est)	1,7	2*	0,9	1,4	1*	1,4

Tableau VI- 6: Récapitulatif du TAM moyen ($\text{g.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$), du nombre moyen de séquences déposées et du TAM par séquences pendant la première et la seconde moitié du siècle pour les différents sites du système turbiditique du Var. Les valeurs estimées à partir d'une seule carotte sont indiquées par un astérisque. Le nombre de séquences peut être sous-estimé lorsque la bioturbation (B) est trop importante. KV10 a été utilisée sur la terrasse C pour compléter les valeurs impossibles à fournir.

Des TAM plus élevés et un nombre de séquences plus importants indiquent soit (i) que la fréquence des événements gravitaires et la quantité de sédiments apportés et stockés sur la zone est plus importante sur les cinquante dernières années qu'au début du siècle, soit (ii) que les sédiments déposés au début du siècle ont été en partie érodés. Depuis le début du siècle, les aménagements et les extractions de matériaux réalisés le long du fleuve ont modifié la quantité de matériel déversé à l'embouchure (Sage, 1976). Ils ont entraîné la baisse des débits et de la charge solide lors des crues (Mulder et al., 1997b). A partir de 1969 (soit une quarantaine d'années), la construction de l'aéroport de Nice et la stabilisation de l'embouchure du fleuve par endiguement ont freiné l'impact de la houle et des courants de tempête (Sage, 1976). Les particules, et en particulier le sable apporté par les crues, ne se dispersent plus le long de la frange littorale et entrent directement dans la tête du canyon (Sage, 1976). Cette nouvelle disposition pourrait favoriser la génération de courants de turbidité et expliquer des TAM plus importants. En effet, si les particules sont moins dispersées, elles vont s'accumuler préférentiellement à l'embouchure du fleuve, ce qui peut provoquer plus rapidement une surcharge sédimentaire et la génération d'une bouffée turbide (Mulder, 1996a). De plus, si les courants de houle et de tempête sont plus faibles, (i) la dispersion du panache du fleuve est moins grande donc sa concentration est plus forte et (ii) la stratification de l'eau de mer augmente. Or ces deux caractéristiques peuvent favoriser la génération d'un courant de turbidité hyperpycnal (Parsons, 2001).

L'autre hypothèse consiste à envisager que les sédiments déposés au début du siècle ont été érodés. La présence de nombreuses figures d'érosion sur les terrasses peu élevées témoignent en faveur de cette hypothèse. Sur la partie centrale de la Ride sédimentaire du Var (zone (e) sur Figure VI-1), haute de 200 m et peu soumise à des processus érosifs (Mas et al., soumis), les TAM restent équivalents entre la première et la seconde moitié du siècle, ce qui suggère un apport sédimentaire globalement inchangé et ce qui renforce l'idée d'une érosion des sédiments déposés sur les terrasses, le chenal et la partie orientale de la Ride, élevée de moins de 30 m.

A l'échelle de l'Holocène, les valeurs du TAM moyen sont plus faibles qu'à l'échelle centennale (Figure VI-4). Cette tendance est particulièrement bien observée sur la terrasse A (où le TAM a pu être estimé) et le chenal, ce qui valide l'hypothèse d'un stockage temporaire des dépôts dans ces zones.

Sur la Ride Sédimentaire du Var, les valeurs de TAM sont plus fortes à l'est qu'à l'ouest, ce qui est à l'inverse de la tendance observée à l'échelle du siècle. Cette inversion peut s'expliquer par l'épaisseur des séquences sédimentaires déposées pendant l'Holocène. Sur la partie occidentale et centrale de la Ride, les séquences sédimentaires, argilo-silteuses, sont millimétriques à décimétriques tandis que sur la partie orientale de la Ride, les séquences, sableuses, sont pluri-décimétriques (Migeon, 2000). Cela signifie que les événements gravitaires sont moins nombreux à atteindre cette zone mais que quand cela se produit ils déposent une grande quantité de sédiments.

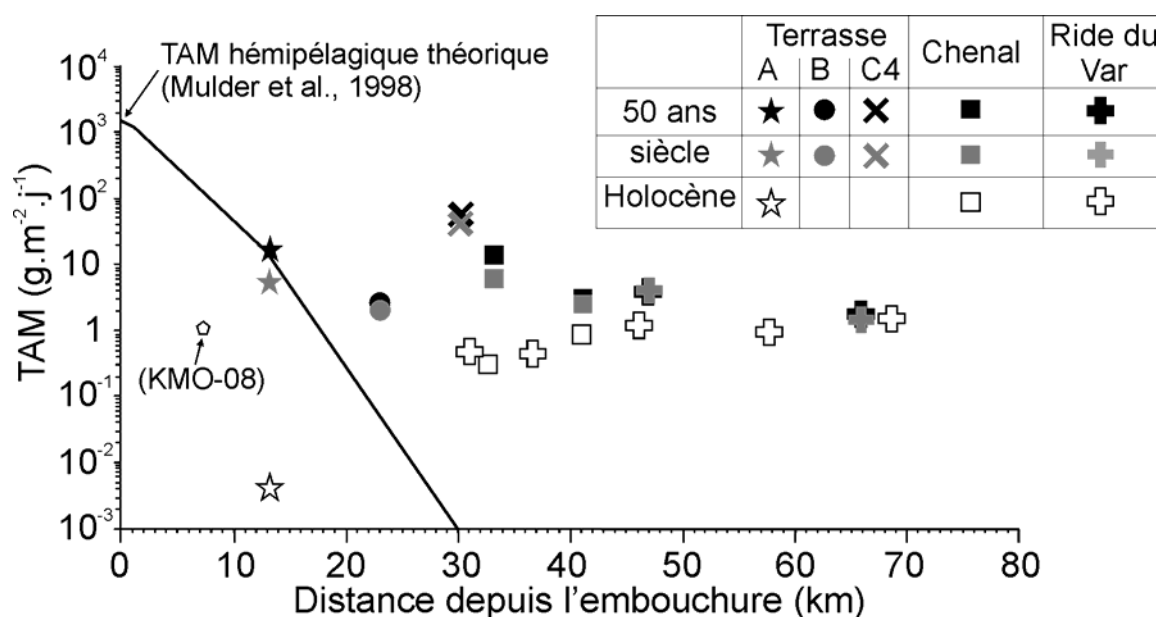


Figure VI-4: Récapitulatif du TAM moyen ($\text{g.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$) sur l'Holocène, le dernier siècle et les cinquante dernières années sur les différents sites du système turbiditique du Var répartis le long d'un profil longitudinal.

Les résultats présentés ici permettent de renforcer les interprétations développées dans l'article, en ce qui concerne le rôle des différents processus gravitaires dans l'évolution du système dans le temps:

Les événements de faible magnitude (bouffée turbide et courant hyperpycnaux générés par de petites crues annuelles) ont une fréquence de retour élevée mais une extension spatiale limitée au canyon et la Vallée Supérieure. Ils déposent régulièrement des séquences fines sur ces zones, mais n'atteignent pas la Vallée Moyenne. Les dépôts de ces événements peuvent en outre être partiellement purgés à l'échelle centennale et ne se retrouvent donc pas dans l'archive sédimentaire à l'échelle de l'Holocène.

Les événements gravitaires de grande magnitude ont une fréquence de retour faible et participent de manière épisodique aux taux d'accumulation mesurés à l'échelle décennale à centennale, soit par un apport conséquent de sédiments, soit par une érosion. Leur impact sur le système est cependant fort à l'échelle de l'Holocène car ils purgent les sédiments accumulés sur les terrasses et dans le chenal depuis le canyon jusqu'à la Vallée Moyenne et contribuent à la construction de la Ride Sédimentaire du Var en déposant des séquences peu épaisses et de granulométrie fine dans sa partie

amont, haute de plus de 200 m et des séquences épaisses et de granulométrie plus grossière dans sa partie aval, haute de quelques dizaines de mètres.

Nos résultats tendent à montrer que la fréquence des courants de turbidité enregistrés aurait pu augmenter depuis les cinquante dernières années, en conséquence peut être des aménagements du fleuve et de l'aéroport en bordure de mer.

Pour finir, ces résultats permettent de souligner combien les processus de transferts sédimentaires actuels, qu'ils soient mesurés *in situ* ou observés dans l'archive sédimentaire de sub-surface, sont différents de ceux qui seront interprétables dans les séries sédimentaires anciennes, à l'échelle des temps géologiques.

Chapitre VII: Synthèse et discussion

L'objectif de cette synthèse est de mettre en lumière la complexité du fonctionnement d'un système turbiditique actif et la manière dont cette activité s'enregistre au cours du temps, en axant la réflexion sur :

- la caractérisation de la dynamique hydro-sédimentaire du système, en précisant l'impact des différents mécanismes de transport, dépôt et érosion sur l'enregistrement sédimentaire,
- l'évaluation de la variabilité saisonnière à séculaire de cet enregistrement sédimentaire.

A. Nature et origine des mécanismes de transport sédimentaire dans le système turbiditique du Var

1. Caractérisation des mécanismes de transport

Dans cette partie, nous synthétisons et discutons les caractéristiques des différents processus de transport sédimentaire en terme de mécanisme de déclenchement, vitesse, durée et flux générés.

Six types de transport de sédiments ont été déterminés au sein du système turbiditique du Var, avec :

- la décantation hémipélagique, qui comprend l'apport des particules biogènes présentes dans la colonne d'eau et l'apport des particules terrigènes en provenance du panache du fleuve,
- les remises en suspension et le transport par les courants de fond,
- les bouffées turbides, qui peuvent être initiées en haut de pente ou sur les flancs du canyon,
- les courants de turbidité de haute densité, initiés par de larges glissements,
- les courants de turbidité hyperpycnaux générés par des crues majeures du fleuve par plongement direct de la masse d'eau douce turbide,
- les courants de turbidité hyperpycnaux générés lors de crues mineures, par plongement de la masse d'eau douce turbide, probablement par phénomène de reconcentration au sein du panache hypopycnal (Parsons et al., 2001).

La mise en place de lignes de mouillages instrumentées pendant la période 2005-2007 a permis d'observer et de caractériser quatre des six mécanismes répertoriés :

Les courants de fond

L'activité du Courant Nord, accrue pendant la période hivernale, génère des courants près du fond dont les vitesses peuvent atteindre 400 mm.s^{-1} dans la Vallée Moyenne et 200 mm.s^{-1} dans le canyon et la Vallée Supérieure. Le courant est chenalisé dans le canyon et génère des oscillations amont-aval. Ces oscillations, dont les périodes varient entre 6 et 20 jours, sont provoquées par le passages des méandres du courant dans le canyon (Sammari et al., 1995). Les vitesses instantanées de ce courant sont suffisantes pour mobiliser la fraction fine et la transporter dans le système, ce qui peut générer un flux particulaire de $10 \text{ g.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$.

La sédimentation hémipélagique

L'apport hémipélagique a pu être quantifié en dehors des périodes pendant lesquelles le Courant Nord est actif, et en dehors du passage de courants gravitaires. Le flux particulaire, de l'ordre de $1 \text{ à } 10 \text{ g.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$ dans le canyon décroît exponentiellement pour atteindre moins de $0,1 \text{ g.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$ à 66 km de l'embouchure. Ce flux est comparable à celui observé dans le canyon de Nazaré (van Weering et al., 2002) et montre la prédominance des apports terrigènes continentaux (Heussner et al., 1999).

Les courants de turbidité hyperpycnaux générés lors de crues mineures, probablement par sédimentation convective

Les courants de turbidité hyperpycnaux sont générés par le plongement en mer du panache du fleuve (Normark et Piper, 1991). Dans le cas du système Var, qui n'a pas d'estuaire, le plongement dépend principalement de la concentration du panache turbide, et de la salinité, température et stratification des eaux marines (Felix et al., 2006). A partir d'une concentration de 5 kg.m^{-3} , quelque soit la valeur des autres paramètres, les particules sédimentent par convection, et le panache devient instable et peut plonger (Parsons et al., 2001). Nous avons calculé qu'un débit liquide dépassant $306 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ permet de générer une concentration de 5 kg.m^{-3} dans le panache de surface au débouché du Var (chapitre IV).

Sur la période 2005-2007, cinq courants de turbidité hyperpycnaux ont été enregistrés par nos instruments de mesure localisés dans le canyon et la Vallée Supérieure du système turbiditique du Var (Chapitre IV). Chaque événement a débuté entre 3 et 6 heures après une crue du fleuve dont le débit liquide à l'embouchure était supérieur à $306 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ et qui avait la particularité d'être étendue à l'ensemble du réseau hydrographique. Les crues dont le débit à l'embouchure franchit le seuil de $306 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ mais qui n'affectent qu'une partie du bassin versant n'ont pas produit de courant de turbidité hyperpycnaux. Les crues localisées sur le pourtour de la ville de Nice ne drainent qu'une faible quantité de matériel. Malgré un débit liquide supérieur à $306 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$, la charge solide du panache turbide reste trop faible pour générer un plongement.

Les courants de turbidité hyperpycnaux ayant transité au cours de la période de mesure ont duré entre 2 et 27 heures et étaient caractérisés par une évolution temporelle des vitesses qui montre une ou plusieurs phases d'accélération puis de décélérations. L'évolution de la vitesse du courant dans le temps est théoriquement reliée à l'évolution des débits du fleuve (Mulder et al., 2003). Dans notre étude, les débits horaires sont interpolés à partir de mesures ponctuelles. Ces mesures ne sont pas assez régulières pour pouvoir les confronter à l'évolution temporelle des vitesses du courant de turbidité hyperpycnal. Il nous est donc impossible de vérifier la corrélation entre débit et vitesse du courant.

Les courants de turbidité hyperpycnaux sont épais de 30 à environ 100 m, comme l'indiquent les courantomètres (placés à 30 m au dessus du fond du chenal), les nouveaux dépôts sédimentaires enregistrés sur la terrasse C (hautes de plus de 70 m) et la hauteur moyenne de courants équivalents (même type de crue, même gamme de vitesses et de flux particuliers) mesurée par des ADCP (environ 100 m, Silva Jacinto, Comm. Pers.). La quantité de sédiments transportés dans les courants de turbidité hyperpycnaux est de l'ordre de $150 \text{ à } 200 \times 10^3$ tonnes. Par comparaison, on estime que le courant de turbidité de haute densité, généré par la déstabilisation de la pente et d'une partie de l'aéroport de Nice en 1979 avait une épaisseur comprise entre 100 et 300 m (Piper et Savoye, 1993) pour une masse sédimentaire initiale de l'ordre de $12\,000 \times 10^3$ tonnes (Mulder, 1997a).

Le délai entre le pic de crue à l'embouchure et le pic de vitesse du courant de turbidité hyperpycnal à la station du canyon est de 3 à 6 heures. Ce décalage résulte de la durée nécessaire au courant pour transiter jusqu'au mouillage et éventuellement du temps nécessaire au panache pour plonger. Si on suppose que le plongement est direct, ce délai permet d'estimer une vitesse moyenne de propagation du courant. Le premier mouillage est à 9,2 km de l'embouchure, soit une vitesse de propagation comprise entre $0,4$ et $0,8 \text{ m.s}^{-1}$. Le second

mouillage, situé à 25,2 km de l'embouchure, enregistre le passage du courant 12 heures après le premier mouillage, soit une vitesse de propagation similaire, de $0,4 \text{ m.s}^{-1}$. Ces vitesses sont inférieures aux gammes de vitesses suggérées par (Mulder et al. (1998) et 50 à 100 fois plus faibles que la vitesse de courants de turbidité initiés par des glissements (e.g. $>30 \text{ m.s}^{-1}$ pour le glissement de 1979 à Nice (France) : Piper et Savoye, 1993 ; $> 19 \text{ m.s}^{-1}$ pour le glissement de 1929 à Grand Banks (Canada) : Hughes Clarke et al., 1990). Cette vitesse modérée résulterait de la faible densité des courants de turbidité hyperpycnal (Alexander et Mulder, 2002).

L'augmentation de la température associée au passage d'un courant de turbidité hyperpycnal, particulièrement marquée dans le canyon à 1200 m de profondeur, traduit sa provenance, proche de la surface. Les courants ont été observés en mai, en décembre et en septembre. La température de surface dans le bassin Ligure est en moyenne de 16°C en mai, de $14,5^\circ\text{C}$ en décembre et supérieure à 20°C en septembre (données MEDAR³ ; MEDAR Group, 2000). La température du courant à 1200 m de profondeur, supérieure au maximum de $0,35^\circ\text{C}$ à l'eau environnante, traduit l'incorporation importante d'eau ambiante dans l'écoulement (Stacey et Bowen, 1988). L'augmentation de température, moins marquée lorsque le courant atteint la Vallée Supérieure à 1850 m de profondeur, renforce cette interprétation.

Nos résultats suggèrent que les courants de turbidité hyperpycnal sont des événements relativement épais, lents et peu denses.

Les bouffées turbides

Les bouffées turbides sont des courants de turbidité de courte durée (quelques minutes à quelques jours), de taille réduite et de faible densité, générés par la déstabilisation d'une quantité limitée de matériel (Ravenne et Beghin, 1983). Dans le système turbiditique du Var, elles résultent de ruptures superficielles affectant les sédiments de haut de pente (Mulder et al., 1998).

Au cours de la période 2005-2007, deux bouffées turbides ont été enregistrées par les stations instrumentées (chapitre IV). Elles ont duré entre 4 et 12 heures. Leur extension spatiale est limitée. Leur extension verticale est au moins supérieure à 30 m (position des courantomètres au dessus du fond du chenal). Leur épaisseur est donc au moins 60 fois supérieure à celle précédemment estimée par Mulder et al. (1998).

La première bouffée observée a transité dans le canyon du Var et n'a pas atteint la Vallée Supérieure. Elle s'est déclenchée moins d'un jour après une crue du Var dont le débit liquide n'a pas atteint le seuil critique pour générer un courant de turbidité hyperpycnal. Le mécanisme de déclenchement est probablement l'excès de pression interstitielle, provoquée par la forte quantité de matériel fraîchement déposée à proximité de l'embouchure (Mulder et al., 1996). La seconde bouffée turbide a transité dans la Vallée Supérieure, et n'a pas atteint les stations en aval. Cette bouffée n'a pas été enregistrée dans le mouillage situé dans le canyon, et s'est donc initiée entre ces deux stations. L'absence de mesures de débit empêche de la relier à l'activité du fleuve Var.

Les bouffées turbides enregistrées sur la période de mesure sont caractérisées par une augmentation brutale de la vitesse du courant qui peut atteindre jusqu'à 260 mm.s^{-1} en moins d'une heure, correspondant au passage de la tête de l'écoulement (Kneller, 1995), puis une décroissance progressive correspondant au passage du corps de l'écoulement. Sa température, faiblement élevée par rapport à l'eau ambiante, traduit dans ce cas une rupture de sédiments localisés en profondeur.

³ Mediterranean Data Archaeology and Rescue. Une compilation des données est accessible sur: <http://modb.oce.ulg.ac.be/backup/medar/medar.html>

2. Les facteurs forçant

Les mécanismes d'alimentation et de transport sédimentaire sont contrôlés par plusieurs facteurs forçant, qui peuvent interagir entre eux (Figure VII-1): (1) les conditions climatiques et météorologiques journalières et saisonnières du bassin versant et en mer, (2) les séismes (Cattaneo et al., 2008) et (3) l'action anthropique par l'aménagement du bassin versant et de la côte (Sage, 1976) :

- Le fleuve exporte directement des sédiments vers le système turbiditique. Cet apport sédimentaire est favorisé par le régime torrentiel du fleuve, la morphologie de son bassin versant (forts reliefs), et sa connexion directe avec le système turbiditique. Les sédiments exportés **décantent depuis le panache de surface** (hypopycnal), ou transitent au sein des **courants de turbidité hyperpycnaux** (Mulder et Syvitski, 1995). En outre, la décantation du panache de surface à proximité de l'embouchure induit une forte accumulation sédimentaire. Les ruptures superficielles de ces sédiments sous consolidés génèrent des **bouffées turbides** (Mulder et al., 1998).

- Le courant Nord peut atteindre des vitesses suffisantes pour générer des **remises en suspension** et du transport particulaire (Sammari et al., 1995 ; Martín et al., 2009).

- Les séismes peuvent déclencher des déstabilisations de pente et ainsi générer des **courants de turbidité de haute densité** (Piper et al., 1988).

- L'action anthropique, par le modelage du lit du fleuve et de la côte, transforme le régime hydrologique du fleuve et l'hydrodynamisme des courants littoraux. Ces transformations peuvent modifier le débit liquide du fleuve, la concentration et la dispersion du panache turbide et la stratification des eaux marines, qui sont des paramètres contrôlant la génération de courants hyperpycnaux (Felix et al., 2006). Les modifications de la côte peuvent également provoquer des glissements de pente, comme le rappelle l'exemple de l'extension de l'aéroport de Nice en 1979. L'apport de polluant en milieu marin pourrait également modifier la production biogène et donc la sédimentation hémipélagique.

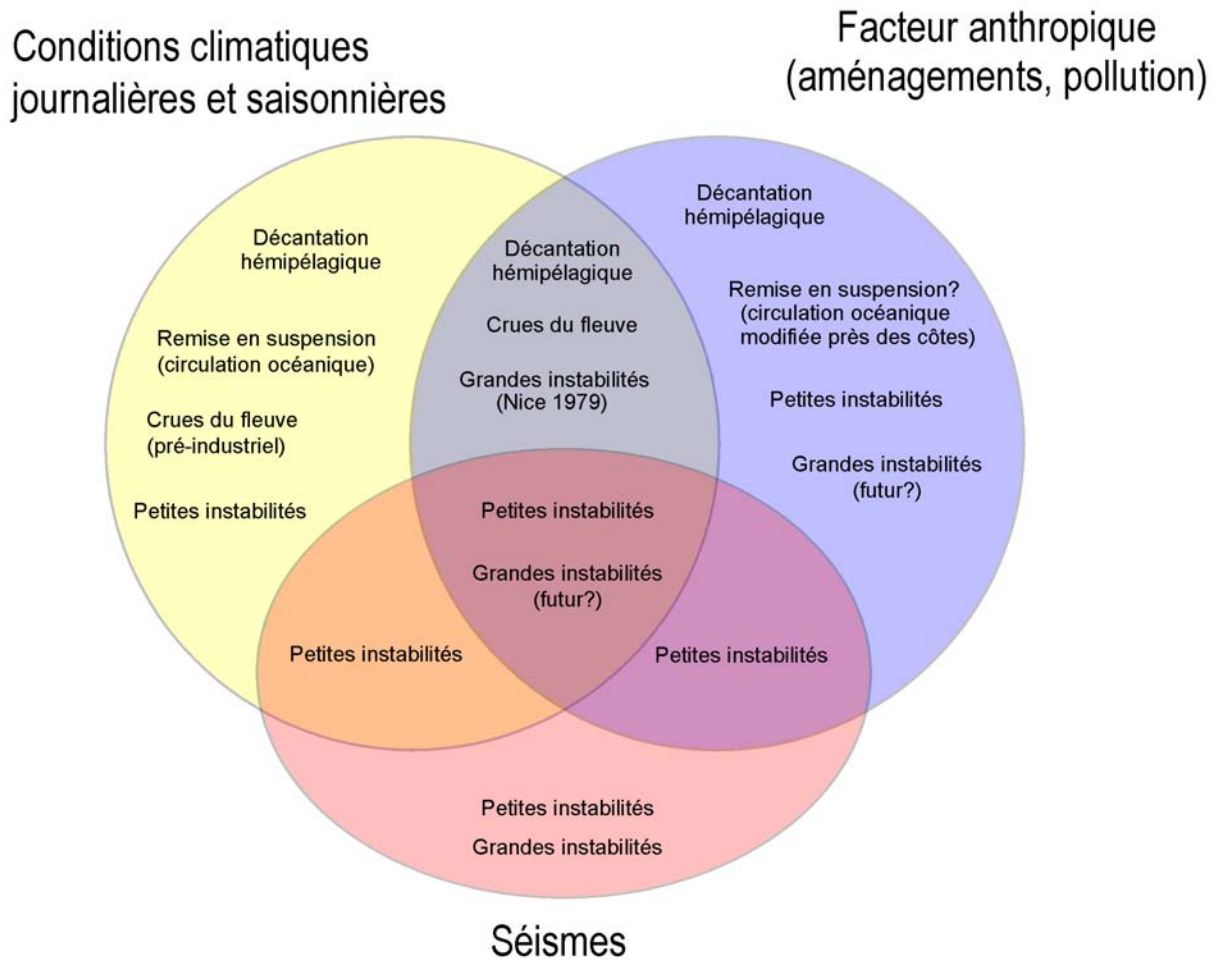


Figure VII-1: Facteurs forçant qui contrôlent les processus sédimentaires dans le système turbiditique du Var.

B. Modèle conceptuel du fonctionnement hydro-sédimentaire du système turbiditique du Var

A partir de l'ensemble des résultats et des interprétations discutées dans les chapitres précédents, un modèle conceptuel du fonctionnement hydrosédimentaire du système turbiditique du Var est proposé. Il met en valeur l'impact des différents processus sédimentaires sur le système turbiditique, que ce soit les courants de turbidité, les courants de fond, et la sédimentation hémipélagique.

1. Répartition des sédiments dans le système turbiditique du Var

Actuellement, le système turbiditique peut être découpé en 4 provinces de dépôts ou d'érosion, avec le chenal, les terrasses peu élevées, les terrasses hautes et la Ride Sédimentaire.

Le chenal est essentiellement une zone de transit et d'érosion, comme le montrent les nombreuses figures d'érosion observées sur le fond. Dans la Vallée Moyenne, l'imagerie du fond et les taux de sédimentation variables observés indiquent que la sédimentation est épisodique et localisée. La levée est essentiellement une zone de dépôt, bien que quelques évidences d'érosion puissent être relevées, comme des cicatrices d'arrachement proches de la crête, des bases de séquences sableuses érosives (MTB-VC-04, fig.10 dans Mas et al., soumis

par exemple) et des érosions sur la partie avale, haute d'une dizaine de mètre (Migeon, 2000). Les terrasses inférieures ont un bilan sédimentaire plutôt positif, avec un taux de sédimentation de l'ordre de 0,4 à 4 mm.an⁻¹. Elles sont cependant proches du chenal et sont soumises aux semelles érosives des écoulements gravitaires, comme en témoignent les nombreuses figures d'érosion réparties sur leur surface et observés dans les carottes sédimentaires. Les terrasses élevées sont, à l'heure actuelle, une zone de dépôt, avec un taux de sédimentation qui peut atteindre 15 mm.an⁻¹.

Cette répartition des sédiments souligne l'importance d'une activité turbiditique régulière dans l'entretien d'un chenal en incision et dans la construction par débordement d'unités sédimentaires réparties le long du chenal.

L'évolution dans l'espace et le temps de cette dynamique sédimentaire est cependant dépendante de l'impact et de la fréquence des différents processus de transport sédimentaire. Ceci est le prochain point de discussion.

2. Rôle de chaque type de processus sédimentaire dans la construction du système

L'impact d'un courant de turbidité sur le système turbiditique dépend de ses caractéristiques intrinsèques, comme son origine, son volume, sa vitesse, sa densité, son épaisseur ou sa composition sédimentaire. Ces paramètres vont contrôler son extension spatiale, sa capacité d'érosion et le type de dépôt qu'il génère. Dans notre zone d'étude, les courants de turbidité peuvent être regroupés en trois catégories, qui tiennent compte de la magnitude du courant de turbidité, définie en fonction du volume du courant, de sa concentration, de sa vitesse, et des classes de grains qu'il peut transporter (Tableau VII-1). Le mécanisme de formation du courant de turbidité n'est pas un critère décisif dans l'élaboration de ces catégories, qui cherche à regrouper les courants en fonction de leur impact sur le système. La première catégorie comprend les courants de turbidité de grande magnitude, résultant de larges instabilités ou générés par des crues exceptionnelles dont le débit est plusieurs centaines à plusieurs milliers de fois supérieur au débit moyen. La seconde catégorie comprend les courants de turbidité de moyenne magnitude générés par des instabilités relativement larges ou par des crues décennales à centennales. La troisième catégorie comprend les bouffées turbides générées par des ruptures superficielles de sédiments et les courants de turbidité hyperpycniaux générés par les crues mineures du fleuve.

2.1. Les courants de turbidité de moyenne à grande magnitude

Les courants de turbidité de moyenne et grande magnitude ont une fréquence de retour faible et un impact considérable sur le système (Tableau VII-1).

Les courants de turbidité générés suite à des ruptures affectant une large portion de la pente continentale n'ont pas été observés pendant la période de mesure de notre étude. Les caractéristiques de ces courants sont évaluées à partir des figures d'érosion, des faciès sédimentaires et des modélisations numériques (Piper et Savoye, 1993 ; Mulder et al. 1997a ; Mulder et al. 1998). Ces courants de turbidité ont des vitesses supérieures à 10 m.s⁻¹ dans la partie amont du système, et une épaisseur comprise entre 100 et 500 m. L'évolution de la nature de ce type de courant gravitaire depuis son lieu de formation peut être déduite de l'évolution des dépôts. La déstabilisation d'un large volume de sédiments conduit à la formation d'une coulée de débris puis d'un courant hyperconcentré entretenu au départ par les fortes pentes de la pente continentale et de la tête du canyon. L'écoulement est fortement érosif, comme en témoignent les nombreuses figures d'érosion observées sur les terrasses du canyon et dans les sédiments prélevés sur ces zones. Dans cette zone proximale du système,

l'érosion domine sur le dépôt (Piper et Savoye, 1993; Mulder et al., 1997a). La diminution progressive de la pente (les pentes passent de 15° à 6° sur la pente et de 6° à 2°) ne permet pas l'entretien sur de très longues distances de ce courant très chargé en sédiments grossiers, lesquels se déposent alors dans la partie amont du canyon. Il forme un dépôt de galets, tels que celui observé dans une carotte de la Terrasse A (Fig.10 ; Mas et al., soumis). L'entraînement d'eau au cours du transit des courants hyperconcentrés conduit au développement de la turbulence qui devient le principal processus de support des particules. Ainsi l'écoulement hyperconcentré peut évoluer en courant concentré voire en courant de turbidité de haute densité (Mulder et Alexander 2001). Ce mode de support des particules permet de transporter plus loin des sédiments. La structure verticale du courant est enregistrée par les différentes hauteurs des terrasses. Ainsi, dans la Vallée Supérieure, le courant reste érosif sur l'ensemble du chenal, mais il peut également déposer des sables massifs sur les terrasses basses (terrasse B, haute de 10 m), et le dépôt de séquence de Bouma plus complètes sur les terrasses hautes (terrasse C, haute de 30 à 70 m). Le courant de turbidité continue à transiter dans la Vallée Moyenne où il peut emprunter différents sub-chenaux, et éroder localement le fond du chenal ou y déposer des turbidites grossières. En fonction de sa hauteur, il peut également déborder en partie sur la Ride Sédimentaire du Var et y déposer une turbidite fine. Le débordement sur la partie amont de la Ride, haute de 300 m est cependant rare, car ces courants sont généralement peu épais (Mulder et al., 1998).

Un courant de turbidité hyperpycnal de grande magnitude contribue également à l'érosion du fond du chenal, observée depuis le canyon jusqu'à la Vallée Moyenne. Ce type de courant, épais (Mulder et al., 1998) peut éroder les terrasses basses dans le canyon et la Vallée Supérieure (terrasses A et B), et dans une moindre mesure les terrasses hautes (terrasse C). Le dépôt sédimentaire de ce type de courant, caractérisé par un granoclassement inverse suivi d'un granoclassement normal, en relation avec l'hydrogramme des crues (Mulder et al., 2001a) se retrouve sur l'ensemble de la terrasse C et de manière localisé dans le chenal de la Vallée Moyenne. Ce courant peut également déborder sur la levée et y déposer des séquences hyperpycnales, généralement peu épaisses et de granulométrie fine (sable fin à silt argileux). Selon l'amplitude de la crue, la proportion capable de déborder sur la levée est variable. Un courant de turbidité hyperpycnal de grande magnitude peut déposer une hyperpycnite complète tandis qu'un courant de moyenne magnitude peut déposer une séquence complète ou tronquée ou seulement laisser décanter une partie de son nuage turbide.

2.2. Les courants de turbidité de faible magnitude

Les courants de turbidité ont une fréquence de retour élevée, annuelle à pluri-annuelle et un faible impact sur le système (Tableau VII-1). Ils ne durent pas longtemps (quelques heures à quelques jours, voir chapitre IV) et transportent une faible quantité de sédiment (Chapitre V) comparés aux courants de turbidité de haute densité (Mulder et Alexander, 2001). Nos observations, réalisées à partir des stations de mouillages instrumentées et à partir de la répartition des dépôts dans le système montrent que leur extension spatiale est limitée à la partie amont du système, comprenant le canyon et la Vallée Supérieure. La diminution de la pente le long du système conduit à une perte progressive de l'énergie de l'écoulement. De par son petit volume initial et sa vitesse faible, la perte d'énergie liée au changement de pente en pied de pente continentale (la pente passe de $1,7^\circ$ à $0,3^\circ$) correspond généralement à l'arrêt du courant. La capacité érosive de ce type de courant est limitée. Les sédiments transitent dans le fond du chenal et sur les terrasses basses, et peuvent se déposer sur les terrasses hautes (terrasse C, 70 m). A l'échelle de quelques mètres, le courant de turbidité peut déposer une séquence entière ou tronquée ou même ne laisser aucun dépôt. Par exemple, dans le cas des

courants de turbidité hyperpycnaux, nos résultats tendent à montrer qu'un même événement peut déposer soit une séquence granodécroissante, soit une séquence grano-croissante puis grano-décroissante, ou encore une séquence composée d'une lamine diffuse de sédiments argilo-silteux mal classés. Cette variabilité peut être provoquée par des changements de la microtopographie, ou par la variabilité intrinsèque de l'écoulement.

3. Préservation des dépôts sédimentaires dans le temps

Deux facteurs sont importants dans la préservation des sédiments: la nature des processus érosifs et l'effet de l'enfouissement. Dans le système turbiditique du Var, l'érosion peut résulter des instabilités, des courants de fond et des courants de turbidité. Les courants de fond peuvent affecter l'ensemble du système turbiditique, mais leur vitesse limitée ne peut remettre en suspension que des particules relativement fines. L'érosion résulte majoritairement des courants de turbidité, dont les processus érosifs se concentrent dans le canyon et la vallée. La durée de préservation des dépôts est tributaire de la fréquence et de l'énergie des courants gravitaires. La magnitude de l'écoulement (volume, vitesse, hauteur) contrôle son extension spatiale, et son action érosive. L'enfouissement est également un facteur important de la préservation des sédiments. Si une séquence sédimentaire est rapidement enfouie, elle ne pourra pas être soumise à l'action érosive des courants. De même, plus une séquence sédimentaire est épaisse, moins sa base a de chance d'être érodée.

Sans être érodés, les dépôts sédimentaires peuvent subir des modifications, par les courants de fond ou par la bioturbation. La préservation de la signature sédimentaire des dépôts dépend de l'intensité de ces processus destructifs. Sur la terrasse C, nos résultats tendent à montrer que des séquences épaisses de moins de 2 cm peuvent être affectées en moins de quatre mois par les courants de fond et/ou par la bioturbation. Le mélange des classes granulométriques conduit à la perte du signal sédimentologique des séquences turbiditiques, en formant une couche aux contacts diffus, comparable à celles observées sur la marge californienne (Drake, 1999). Ce résultat peut être étendu à la Ride Sédimentaire, parce que les sédiments sont de granulométrie fine, et parce qu'on y observe ce type de séquence, en plus de traces de bioturbation (terriers par exemple).

A l'échelle saisonnière et annuelle, la fréquence élevée de courants gravitaires de faible magnitude (extension géographique limitée et capacité d'érosion et de transport sédimentaire faible) peut conduire à une accumulation importante dans la partie amont du système, *i.e.* dans le canyon et la Vallée Supérieure, via le dépôt de séquences de quelques millimètres d'épaisseur. La préservation de ces dépôts est cependant faible, puisqu'ils peuvent être rapidement érodés par la semelle érosive d'autres petits courants de turbidité ou par des courants de fond. A l'échelle décennale à centennale, la probabilité que soient générés des événements de moyenne magnitude grandit. Ils contribuent en partie à vidanger le chenal et les dépôts des terrasses, à déposer localement des sables dans le chenal et à construire la Ride Sédimentaire. Les séquences sédimentaires déposées sur la levée, peu épaisses et de granulométrie fine peuvent cependant être remaniées ou érodées par les courants de fonds. A l'échelle centennale à millénaire, la probabilité que des événements de grande magnitude soient générés est forte. Ils conduisent à la vidange du chenal, des terrasses, et peuvent déposer des séquences sableuses dans tout le système, capables d'être préservées sur du très long terme. Cela signifie que plus l'échelle de temps considéré est grande, plus l'archive sédimentaire du système turbiditique traduira l'enregistrement des événements de grande magnitude et de faible occurrence. L'activité saisonnière à annuelle a finalement peu de chance d'être préservée car elle s'enregistre sur les terrasses, à l'intérieur du canyon et de la vallée qui ont de fortes chances d'être érodées par les événements de grande magnitude.

Nature des événements		courant de turbidité de grande magnitude		courant de turbidité de moyenne magnitude		courant de turbidité de faible magnitude	
mécanisme de déclenchement		large instabilité (séismes)	crue exceptionnelle	moyenne instabilité (e.g. 1979)	crues décennales à centennales	instabilités superficielles	crue mineure
caractéristiques	fréquence	> 100 ans	> 500 ans	inconnu	10 - 100 ans	pluri-annuelle	pluri-annuelle
	masse sédimentaire initiale	inconnu	> 107	10-20 x 106	> 10 x 106	< 0,1 x 106	0.1 - 0.5 x 106
	vitesse	> 10 m.s ⁻¹ dans la partie amont, 2-3 m.s ⁻¹ dans la Vallée Moyenne	> 2-20 m.s dans la partie amont, <2 m.s ⁻¹ dans la Vallée Moyenne	> 10 m.s ⁻¹ dans la partie amont, 2-3 m.s ⁻¹ dans la Vallée Moyenne	> 2-15 m.s ⁻¹ dans la partie amont, <2 m.s ⁻¹ dans la Vallée Moyenne	inconnu	0,4-0,8 m.s ⁻¹
	épaisseur	200 - 500 m	100 - 500 m	100 - 300 m	> 100 m	> 30 m	~100 m
	durée	24 h à plusieurs jours, en fonction des répliques et des rétrogressions	quelques jours à quelques semaines en fonction de la durée de la crue	< 24 heures	quelques heures à quelques jours en fonction de la durée de la crue	< 12 heures	quelques heures à 2 jours en fonction de la durée de la crue
impacts sur le système	érosion	importante à très importante dans le chenal et sur les terrasses. Les sables peuvent être érodés	érosion importante dans le chenal de la partie amont et les terrasses basses, mineure dans la Vallée Moyenne et les terrasses hautes	importante à très importante dans le chenal et sur les terrasses. Les sables peuvent être érodés	érosion importante dans le chenal de la partie amont et les terrasses basses, mineure dans la Vallée Moyenne et les terrasses hautes	faible et limitée à la partie amont. N'affecte pas les terrasses élevées	faible et limitée à la partie amont. N'affecte pas les terrasses élevées
	dépôt à court terme	turbidite grossière sur l'ensemble du chenal et les terrasses et turbidite de sable fin sur la levée	hyperpycnite grossière sur l'ensemble du chenal et des terrasses et hyperpycnite de sable fin sur la levée	turbidite grossière sur l'ensemble du chenal et les terrasses.	hyperpycnite grossière sur l'ensemble du chenal, sableuse à silteuse sur les terrasses et argilo-silteuse (possiblement tronquée) sur la levée	lamine silteuse à turbidite argilo-silteuse, irrégulièrement déposée sur les terrasses	lamine silteuse, à hyperpycnite argilo-silteuse (possiblement tronquée), irrégulièrement déposée sur les terrasses
	préservation des dépôts	millénaire à plurimillénaire	millénaire à plurimillénaire	centennale à millénaire	centennale à millénaire	saisonnnière à centennale	saisonnnière à centennale

Tableau VII-1: Récapitulatif des caractéristiques, de l'impact, et de l'enregistrement dans le temps des différents types de courants de turbidité rencontrés dans le système turbiditique du Var (Modifié d'après Mulder et al., 1998).

C. Peut-on retracer l'activité du fleuve Var dans l'archive sédimentaire?

Les dépôts provenant de courants hyperpycnaux sont des enregistrements directs de l'activité des fleuves et par extension de l'activité climatique continentale. Ils peuvent constituer un outil essentiel pour la paléoclimatologie. Il serait donc intéressant d'estimer dans quelle mesure les crues du fleuve Var peuvent s'enregistrer dans les dépôts marins.

De toutes les zones étudiées au cours de ce travail, la terrasse C, située sur la rive droite de la vallée supérieure présente le plus fort taux de sédimentation et est le site le mieux adapté pour retracer l'enregistrement turbiditique à l'échelle des cinquante dernières années. Cette approche réalisée par (Mulder et al., 2001b) sur la terrasse C4 au même niveau que IENV2-16 (Mas et al., soumis), a permis corrélérer le nombre de séquences hyperpycnales avec le nombre de crues dont le débit dépassait le seuil critique de $1227 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ entre 1972 et 1994.

Pour estimer le nombre de courants de turbidité hyperpycnaux susceptibles d'avoir été générés, nous avons utilisé la courbe des débits instantanés maximaux relevés chaque mois (Figure VI-1). Le seuil de débit minimal nécessaire pour produire un courant de turbidité hyperpycnal est établi à $1227 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ pour un plongement hyperpycnal direct (Mulder et al., 1997b) et à $306 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ pour un plongement par sédimentation convective (chapitre V). Les mesures de débits entre 1973 et 2007, incomplètes, permettent de mettre en évidence que le débit instantané a franchi au moins 7 fois le seuil de $1227 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et au moins 44 fois le seuil de $306 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Figure 13).

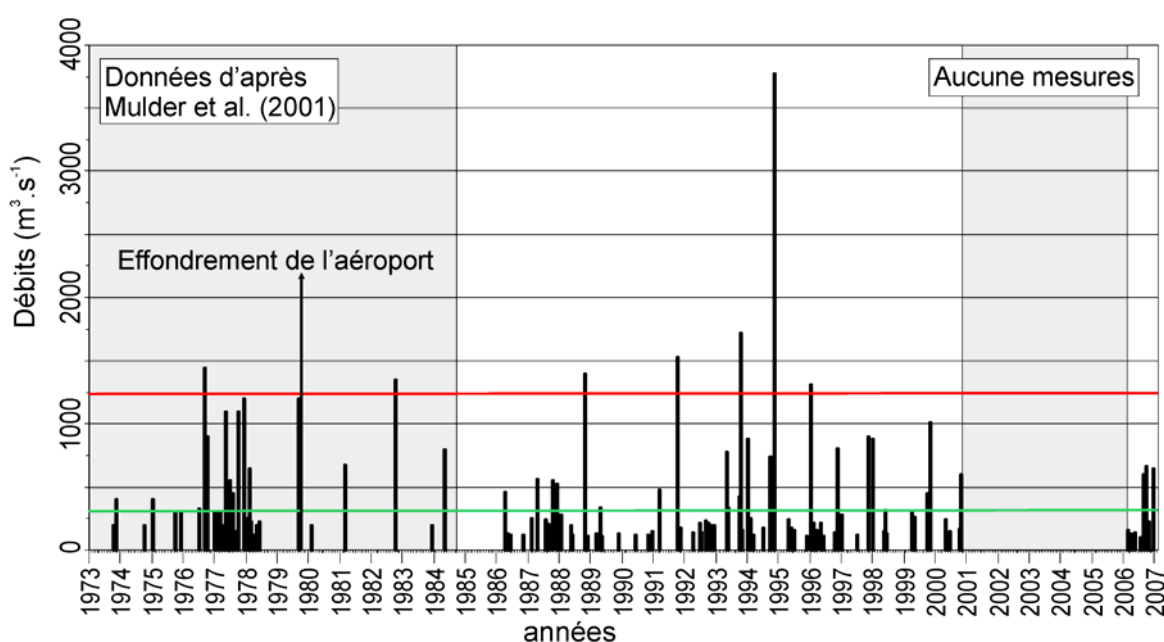


Figure VII-2: Compilations des débits instantanés maximaux enregistrés chaque mois à l'embouchure du fleuve Var entre 1973 et 2007. Les données entre 1973 et 1984 proviennent de (Mulder et al., 2001b), pour lesquelles les petites valeurs ont été supprimées. Les autres données proviennent du SCHAPI. La ligne rouge représente le seuil de débit critique nécessaire pour générer un courant de turbidité hyperpycnal tel qu'il a été estimé par (Mulder et al., 1997b). La ligne verte correspond au débit critique pour générer un courant de turbidité hyperpycnal par sédimentation convective.

L'activité du ^{137}Cs est détectée à la base de toutes nos carottes. Afin de mieux contraindre la stratigraphie, nous avons postulé que la turbidite grossière décrite à partir de la côte 61 cm dans IENV2-15 et à partir de la côte 38 cm dans IENV2-16 ($D_{50} > 500\mu\text{m}$ contre en moyenne $25\mu\text{m}$ pour les autres séquences ; cf. Figure 12 dans Mas et al., soumis), correspond au dépôt du courant de turbidité de haute densité généré par l'effondrement de l'aéroport de Nice en 1979 (Genesseeux et al., 1980; Malinverno et al., 1988; Piper et Savoye, 1993; Mulder et al., 2001b).

Au dessus de la turbidite de 1979, on recense entre 11 et plus de 23 séquences sédimentaires selon les carottes. Dans IENV2-16 (sub-terrasse C4), on recense 5 séquences ayant la signature d'une hyperpycnite, sur la base d'un terme granocroissant *Ha* surmonté d'un terme granodécroissant *Hb* (Mulder et al., 2001a). Dans IENV2-15 (C3), on recense 8 hyperpycnites. Dans les carottes de la sub-terrasse C2, on en recense au moins 8. Depuis 1979, le débit du fleuve a au moins dépassé 6 fois le seuil de $1227 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et 31 fois le seuil de $306 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Figure VI-1). La corrélation des carottes nous a appris qu'un même courant de turbidité hyperpycnal peut déposer plusieurs types de séquences sédimentaires. Ainsi, il peut déposer une hyperpycnite complète (composée du terme *Ha* et *Hb*, cf séquence 4), ou seulement le terme *Hb*, (séquence 3), ou encore une séquence 5 (Mas et al., soumis). En corrélant toutes les séquences entre elles, au moins 11 événements sont avec certitude des courants de turbidité hyperpycnaux, dans la mesure où ils ont déposé une hyperpycnite complète dans au moins une carotte. Le nombre moyen d'hyperpycnites déposées, toujours supérieur au nombre de courants estimé par (Mulder et al., 2001b), confirme dans un premier temps que le seuil de débit utilisé par ces auteurs est trop haut (chapitre IV). Malgré tout, même si l'on considérait que toutes les séquences déposées puissent être des hyperpycnites, leur nombre reste inférieur au nombre de crues ayant un débit supérieur à $306 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

Deux hypothèses peuvent être avancées pour expliquer cela: (i) soit le seuil de déclenchement d'un courant de turbidité hyperpycnal est sous estimé, (ii) soit ces courants ne déposent pas de dépôt à chaque fois.

- (i): D'après les résultats présentés dans le chapitre V, nous savons que l'utilisation du débit liquide à l'embouchure ne peut suffire pour expliquer le déclenchement d'un courant de turbidité hyperpycnal, puisque d'une part la relation entre charge solide et débit liquide pourrait être mal calibrée et d'autre part un fort débit liquide n'est pas toujours associé à une forte charge sédimentaire. En ce sens, depuis 1979, certaines des 33 crues dont le débit liquide a dépassé le seuil de $306 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ peuvent n'avoir pas suffisamment érodé le bassin versant pour générer une charge solide nécessaire à ce déclenchement. L'absence de mesures de débit sur les stations amont empêche d'affiner le nombre potentiel de courant hyperpycnaux générés.

- (ii): La variabilité des dépôts, observée dans les carottes (chapitre VI), révèle qu'un événement peut ne pas déposer de séquence sédimentaire sur chaque terrasse et peut donc n'en déposer sur aucune terrasse. Cela est démontré par la comparaison des données de mouillages et des nouveaux dépôts (chapitre V), qui révèle que seulement quatre des six courants de turbidité hyperpycnaux ayant transité dans le chenal ont laissé une séquence sédimentaire.

Si l'on ne considère que l'hypothèse (ii), le rapport entre le nombre de courants de turbidité hyperpycnaux potentiellement générés et le nombre d'hyperpycnites complètes enregistrées indique que 16% des courants pourraient déborder sur la sub-terrasse C4 et déposer une séquence capable d'être préservée à l'échelle décennale à centennale, contre 25% sur C3 et C2. Si l'on considère que toutes les séquences pourraient être des hyperpycnites tronquées, le rapport passe à 35% sur C4, 64% sur C3 et peut être plus de 74% sur C2. La diminution du nombre de séquences observée depuis la sub-terrasse C2 jusqu'à la sub-terrasse C4 s'explique soit par l'augmentation de la distance à l'embouchure, qui diminuerait le nombre de courants

capables d'atteindre les zones plus éloignées et d'y déposer du sédiment, soit par la diminution de la hauteur respective de ces sub-terrasses, ce qui favoriserait l'érosion et donc la non préservation des dépôts dans le temps.

Dans tous les cas, nos résultats indiquent qu'il est délicat voire impossible de retracer avec exactitude l'activité du fleuve à partir de l'archive sédimentaire, même sur une zone de dépôt préférentielle. De plus, il est impossible d'attribuer un dépôt à une crue particulière du fleuve car:

- Le nombre de séquences déposées, inférieure au nombre de crues ayant un débit supérieur à $306 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ empêche une corrélation "pic à pic".
- Le nombre de séquences déposées change d'une carotte à l'autre ce qui ne permet pas de calibrer un éventuel nouveau seuil de déclenchement.
- Un même événement peut déposer des séquences de granulométrie, épaisseur, et faciès différents selon l'endroit. Cette variabilité latérale des dépôts ne permet pas d'estimer qu'une crue ayant un débit supérieur à une autre générera une hyperpynite plus grossière et plus épaisse.

Si cette étude haute résolution de l'archive sédimentaire révèle qu'il est impossible de retracer l'activité annuelle exacte du fleuve Var, elle peut toutefois permettre d'appréhender les tendances de l'activité climatique continentale. En effet, en prenant du recul, nos résultats indiquent que la terrasse C a enregistré en moyenne 5 à 8 séquences hyperpynales complètes sur 25 ans, soit l'enregistrement d'une crue tous les 3 à 5 ans. Cette partie du système turbiditique peut être vidangée par des événements de grande amplitude et les dépôts qui y sont préservés pourront permettre de retracer l'activité du fleuve à moyen terme, i.e. à l'échelle centennale (Tableau VII-1). Sur la partie occidentale de la Ride Sédimentaire du Var, on compte 5 à 7 séquences déposées sur les deniers 50 ans (Tableau VI-4). Si l'on considère que sur cette période de temps, les dépôts résultent en majorité du passage de courants de turbidité hyperpynaux, on retrouve l'enregistrement d'une crue tous les 7 à 10 ans. Cet enregistrement de l'activité du fleuve peut potentiellement être remaniée par les courants de fond et la bioturbation, puisqu'elle est matérialisée par des dépôts de faible épaisseur et de faible granulométrie. Cependant, on peut estimer que ces dépôts auront peu de chances d'être totalement effacés de l'archive sédimentaire, car cette partie de la levée, haute, est peu soumise à l'érosion par les courants gravitaires. En ce sens, une partie de l'activité décennale à centennale du fleuve Var semble pouvoir être préservée dans l'archive millénaire à plurimillénaire de la Ride Sédimentaire du Var.

Conclusions générales et perspectives

A. Rappel des principaux objectifs de la thèse

L'objectif de ce travail était de comprendre le fonctionnement du système turbiditique du Var et de décrire les processus sédimentaires actuels et passés, afin de préciser les modes d'interaction entre ceux-ci et le système.

Cette étude s'appuie sur un vaste jeu de données, qui comprend des mesures in situ de la colonne d'eau (courantomètres, capteurs de température, pièges à particules), des prélèvements réguliers de sédiments (carottes d'interface) et des données géophysiques (SAR et bathymétrie).

Elle visait à atteindre trois objectifs :

- (1) Caractériser la dynamique hydro-sédimentaire actuelle du système turbiditique et déterminer les facteurs environnementaux impliqués dans la mise en place des processus de transport, d'érosion et de dépôt des sédiments.
- (2) Caractériser la répartition et la nature des dépôts dans le système turbiditique en précisant les processus à l'origine de leur mise en place.
- (3) Proposer un scénario d'évolution de ce système au cours du temps, en précisant les moteurs de son évolution (impact et fréquence des processus sédimentaires sur le système).

Cette recherche s'est intéressée à plusieurs échelles de temps, comprenant l'échelle événementielle à annuelle, décennale à séculaire et plurimillénaire.

B. Principaux résultats obtenus

Le travail présenté dans ce mémoire a clarifié de nombreux points concernant la dynamique sédimentaire, son impact sur le système turbiditique du Var et l'évolution du système dans le temps.

(1) concernant la dynamique sédimentaire actuelle et les flux de matière générés

Le système turbiditique du Var est un exemple de système sédimentaire soumis aux apports d'un fleuve à caractère torrentiel et aux agents hydrodynamiques du domaine marin. Les processus sédimentaires contrôlant la sédimentation sont: les écoulements gravitaires, l'hydrodynamisme qui se traduit par des phénomènes de remises en suspension, et la décantation hémipélagique.

- Les écoulements gravitaires, localisés uniquement dans la partie amont du système à l'échelle de nos 2 années d'analyse, ont généré des courants dont les vitesses sont comprises entre 100 et 600 mm.s^{-1} et des flux particulaires de l'ordre de 10 à plus de $400 \text{ g.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$. Ils sont le principal vecteur de l'apport sédimentaire dans le système, puisqu'ils participent à plus de 80% du flux particulaire annuel moyen.

- La circulation du Courant Nord, actif durant toute l'année sur l'ensemble du système, mais particulièrement dynamique en hiver, génère des courants près du fond dont les vitesses peuvent être supérieures à 150 mm.s^{-1} et pouvant atteindre plus de 400 mm.s^{-1} . Ce courant est responsable de remises en suspension, capables de générer des flux particulaires qui peuvent atteindre autour de $10 \text{ g.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$.

- La décantation hémipélagique génère un flux particulière de l'ordre de $1 \text{ à } 10 \text{ g.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$ dans le canyon et qui décroît exponentiellement avec la distance, pour atteindre moins de $0,1 \text{ g.m}^{-2}.\text{j}^{-1}$ à 66 km de l'embouchure. Cela montre la prédominance des apports terrigènes continentaux.

L'utilisation combinée des données de débit du fleuve et des mesures réalisées par les stations instrumentées lors du passage des courants de turbidité a permis d'établir des critères pour reconnaître le mécanisme de formation des courants de turbidité. Ils peuvent être initiés suite à des déstabilisations de pente (bouffée turbide) ou suite au plongement en mer de l'eau turbide du fleuve (courant de turbidité hyperpycnal).

Caractéristiques des courants de turbidité hyperpycnaux observés au cours de nos deux années d'analyse :

- Ces courants résultent du plongement d'un panache de surface, probablement par la sédimentation convective des particules. D'après la littérature, on estime que pour plonger, le panache doit avoir une concentration supérieure à 5 kg.m^{-3} . La relation qui existe entre charge solide et débit liquide du fleuve permet d'estimer que cette concentration est atteinte lorsque le débit liquide du fleuve franchit un seuil de $306 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$, et à condition que la crue soit étendue à l'ensemble du réseau hydrographique. Les crues dont les débits ont dépassé le seuil de $306 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ mais n'affectant qu'une partie du bassin versant n'ont pas produit de courant hyperpycnal. L'estimation du débit seuil doit cependant être affiné, à l'aide d'une meilleure calibration entre la charge solide et le débit liquide.

- Les courants de turbidité hyperpycnaux ont une vitesse de propagation de l'ordre de $0,4 \text{ à } 0,8 \text{ m.s}^{-1}$,

- Ils sont caractérisés par une évolution temporelle des vitesses qui montre une ou plusieurs phases d'accélération puis décélérations, qui pourrait être liée à l'évolution temporelle des débits du fleuve,

- Ils sont caractérisés par une température plus élevée que l'eau ambiante dans le canyon (jusqu'à $0,35^\circ\text{C}$), liée à la provenance du courant, proche de la surface. La température du courant s'équilibre cependant avec l'eau ambiante, à mesure de l'incorporation d'eau dans le courant.

- Ils transportent $150 \text{ à } 200 \times 10^3$ tonnes de sédiments, ce qui est 2 à 3 fois moins élevé que la quantité de sédiments exportés par le fleuve pendant la crue. Cette différence est liée au fait que (i) la masse de sédiment exportée par le fleuve pourrait être surestimée, (ii) une grande partie de la quantité exportée par le fleuve reste dans le panache hypopycnal et est dispersée en surface et (iii) la méthode que nous avons établie pour le calcul du bilan sédimentaire sous-estime la quantité de matière impliquée dans les courants de turbidité hyperpycnal. Cette sous-estimation est liée au fait que notre méthode se base sur les mesures du flux particulière grâce aux pièges à particules, qui ne sont pas les outils les mieux adaptés pour appréhender la durée, la structure, et l'évolution spatiale d'un courant de turbidité.

- Nos résultats mettent en avant que les courants de turbidité hyperpycnal observés sur 2 ans dans le système turbiditique du Var ont en moyenne une occurrence de 2,5 événements par an. La fréquence de retour de ces événements est donc bien plus élevée que celle précédemment établie, de l'ordre d'un événement tous les 2 à 5 ans. Il apparaît donc que dans ce système

turbiditique, les courants de turbidité hyperpycnaux sont finalement des événements peu exceptionnels, qui peuvent être initiés par les crues annuelles du fleuve.

Caractéristiques des bouffées turbides observées au cours de nos deux années d'analyse :

- Elles peuvent être initiés en dehors des périodes de crue (ou peu après) et en outre être initiées dans une zone située en aval de l'embouchure.
- Elles sont caractérisées par une augmentation brutale de la vitesse, correspondant au passage de la tête de l'écoulement, puis une décroissance régulière.
- Elles ne sont pas caractérisées par une augmentation significative de température, ce qui indique une initiation du courant plus en profondeur.
- La fréquence de retour des bouffées turbides, estimées à partir de deux ans de mesures, est d'un événement par an.

(2) Concernant la répartition et la nature des dépôts dans le système turbiditique:

A l'échelle du dernier siècle, les zones de dépôt et d'érosion du système ont été définies à partir des images SAR et des taux d'accumulation estimés à partir des carottes sédimentaires.

- Le chenal est une zone de transit, dans laquelle on observe de nombreuses traces d'érosion et dans laquelle les dépôts, grossiers, sont épisodiques et localisés. Dans le chenal de la Vallée Moyenne, on compte une séquence déposée et préservée tous les 25 ans en moyenne. Cette faible occurrence est liée à la faible préservation des séquences à l'échelle du siècle.
- La partie centrale de la Ride Sédimentaire du Var, haute de 260 m, est une zone de dépôt, mais peu d'événements sont capables de déborder et d'y déposer du sédiment. On y compte une séquence déposée tous les 14 ans. Sur la ride on peut supposer que la préservation est bonne et que l'on enregistre réellement la fréquence de débordement.
- Les faciès sédimentaires observés sur les terrasses du canyon et de la Vallée Supérieure dépendent de leur hauteur par rapport au fond du chenal. Sur les terrasses peu élevées, la semelle érosive des courants gravitaires érode la majeure partie des dépôts, et on compte seulement 3 à 7 séquences sédimentaires préservées à l'échelle du dernier siècle. Sur les terrasses hautes par contre, on observe peu de traces d'érosion, et ces terrasses présentent un enregistrement haute fréquence de l'activité turbiditique du système à l'échelle du siècle, avec le dépôt d'une séquence sédimentaire tous les 1 à 1,5 ans.

Les séquences sédimentaires décrites résultent de quatre types de courant gravitaire, qui sont (1) les courants de densité concentré et leur évolution en (2) courants de turbidité de haute densité, générés par de larges instabilités. On n'observe que deux événements de ce type sur nos prélèvements. Un événement, qui pourrait être relié à la rupture de l'apéroport de Nice en 1979, a déposé des séquences grossières sur les terrasses du canyon et de la Vallée Supérieure, et dans le chenal de la Vallée Moyenne. L'autre événement a déposé une séquence sur la Ride du Var vers les années 1910 d'après les mesures stratigraphiques. (3) Les courants de turbidité hyperpycnaux générés par une crue du fleuve Var, et (4) les bouffées turbides générées par des ruptures superficielles de sédiments. Une dernière séquence sédimentaire

décrite pourrait correspondre soit à la décantation d'un nuage turbide, soit à des sédiments remaniés par des courants de fond ou par de la bioturbation (Wheatcroft et Drake, 2003).

(3) Concernant l'évolution du système dans le temps, en relation avec l'impact et la fréquence des courants de turbidité:

L'impact des différents courants gravitaires sur la morphologie du fond a été établi à partir des mesures de flux particulières, mais surtout à partir des analyses sédimentologiques et de l'interprétation de la morphologie à partir de données acoustiques. L'impact des courants sur le système dépend de leur magnitude (volume, concentration, vitesses, classes de grains transportées, etc.). Cette magnitude contrôle leur extension spatiale (hauteur et distance) et leur capacité de transport, d'érosion et de dépôt :

Les événements de faible magnitude

Cette catégorie regroupe les bouffées turbides générées par de petites déstabilisations de pente et les courants de turbidité hyperpycnaux générés par les crues saisonnières du fleuve. Ces événements ont un impact faible sur le système turbiditique:

- Ils ont une extension spatiale limitée et s'arrêtent généralement avant le pied de la pente continentale.
- Ils participent au remplissage du canyon et de la Vallée Supérieure en déposant des turbidites fines sur les terrasses. Les dépôts associés ne sont cependant pas répartis de façon homogène sur les terrasses. La comparaison entre les mesures réalisées par les mouillages et les données fournies par l'archive sédimentaire montre que seulement quatre des six courants de turbidité de faible magnitude ayant transité dans la Vallée Supérieure en deux ans ont conduit au dépôt d'une nouvelle séquence sédimentaire. La comparaison des différents prélèvements a en outre révélé qu'à l'échelle de quelques mètres, un même événement peut déposer une séquence entière ou tronquée ou même ne laisser aucun dépôt. Cette variabilité peut être provoquée par l'interaction entre le courant de turbidité et la topographie locale, ou par la variabilité intrinsèque de l'écoulement. De part leur faible épaisseur et leur granulométrie fine ces dépôts peuvent être facilement remaniés par des courants de fond ou de la bioturbation, ou être érodés, et ainsi être rapidement effacés de l'archive sédimentaire.

Les événements de grande magnitude

Cette catégorie regroupe les courants de turbidité générés suite à des ruptures affectant une large portion de la pente continentale et les courants de turbidité hyperpycnaux générés par les crues décennales à millénaires. Ces événements ont par contre un impact très fort sur le système turbiditique:

- Ils sont fortement érosifs dans le chenal et sur les terrasses. L'érosion est importante sur les terrasses inférieures (hautes d'une dizaine de m) et diminue avec l'élévation des terrasses. Ils participent donc à la vidange du canyon et de la Vallée Supérieure.
- Ils déposent des turbidites grossières sur les terrasses élevées et localement dans le chenal. Ils débordent sur la Ride Sédimentaire, en y déposant des turbidites.

- Ce genre d'événement gravitaire est donc susceptible de laisser une trace qui peut s'enregistrer de façon pérenne dans l'archive sédimentaire.

L'évolution du système turbiditique dans le temps dépend essentiellement de la fréquence de retour de ces deux magnitudes d'événements. Les événements de faible magnitude ont une fréquence de retour élevée et participent à l'alimentation en sédiment du système. Ils permettent de créer un stock sédimentaire important dans la partie amont du système, qui sera ensuite repris par les événements de grande magnitude, dont la fréquence de retour est faible. Les événements de grande magnitude conduisent à la vidange du chenal, des terrasses, et peuvent déposer des séquences sableuses dans tout le système, capables d'être préservées sur du très long terme.

C. Perspectives

- L'utilisation conjointe des données de débits mises à notre disposition et des mesures de la colonne d'eau a permis d'améliorer notre connaissance sur les courants de turbidité hyperpycnaux et la manière dont ils se déclenchent dans le système turbiditique du Var. Cependant, nos interprétations se basent sur quelques mesures anciennes de la charge solide en suspension, qui nécessiteraient d'être refaites. Pour améliorer le modèle prédictif de formation de ces courants, il faudrait envisager un suivi du fleuve, avec la mise en place d'une station de mesure de la charge solide en suspension sur du long terme.

- Les courants de turbidité hyperpycnaux pourraient être générés par la sédimentation convective des particules au sein du panache de surface. Ce mécanisme de formation d'un courant de turbidité hyperpycnal est encore très mal connu et pourrait être mieux appréhendé par la mise en place de stations de mesures au plus près de l'embouchure. Ces stations de mesures devraient être équipées en priorité de capteurs de salinité, de température et surtout de turbidité. En outre, il faudrait pouvoir estimer la proportion du panache qui devient instable et alimente le courant de turbidité. Pour cela, il serait peut être possible de quantifier la proportion de sédiment qui ne plonge pas, grâce à l'utilisation des images satellites. Les données satellites, une fois calibrées, permettent d'estimer la concentration en particules sur les premiers mètres de la colonne d'eau et par extension la concentration du panache, épais de 5 à 10 cm (Sage, 1976).

- Les courantomètres et pièges à particules ne semblent pas être les outils les mieux adaptés pour caractériser les courants gravitaires. En effet, un courantomètre ne donne la vitesse qu'à la hauteur où il se trouve et un piège n'est pas adapté pour mesurer la masse de sédiments qui transitent au sein du courant. La caractérisation des courants gravitaires pourraient se faire via des lignes de mouillages composées d'ADCP et de turbidimètres, ce qui pourrait nous donner des informations supplémentaires sur la dynamique des courants de turbidité hyperpycnaux, et les profils de vitesse et concentration, et la quantité de sédiments qu'ils transportent.

- Nos résultats indiquent que les aménagements du fleuve ont modifié le comportement hydrodynamique au sein du système turbiditique, en freinant la dispersion du panache de surface et en favorisant la génération de courants de turbidité hyperpycnaux. L'étude des carottes prélevées sur le plateau continental permettrait de vérifier la diminution des apports hémipélagiques de particules terrigènes en provenance des panaches hypopycnaux depuis la mise en place de ces aménagements. Bien que l'archive sédimentaire ne permet pas de retracer avec précision l'activité du fleuve Var dans le temps, des carottages plus longs et plus nombreux de la terrasse C, zone préférentielle pour l'observation de l'activité récente du

C. Perspectives

système, permettrait de retracer l'enregistrement d'un plus grand nombre de séquences hyperpycnales et peut être de vérifier cette interprétation.

- L'évolution du système turbiditique dans le temps pourrait être mieux appréhendée en étendant la zone couverte par notre étude à la Vallée Inférieure et aux lobes. L'étude sédimentologique et stratigraphique haute résolution de carottes sur la levée et les lobes permettraient de mieux saisir la fréquence et l'extension des événements de moyenne à forte magnitude.

Références Bibliographiques

A

- Alberola, C.M., C.; Font, J., 1995. On the seasonal and mesoscale variabilities of the northern current during the PRIMO-0 experiment in the Western Mediterranean. *Oceanologica Acta*, 18(2): 163-192.
- Alexander, J. and Morris, S., 1994. Observations on experimental, nonchannelized, high-concentration turbidity currents and variations in deposits around obstacles. *Journal of Sedimentary Research*, 64(4a): 899-909.
- Alexander, J. and Mulder, T., 2002. Experimental quasi-steady density currents. *Marine Geology*, 186(3-4): 195-210.
- Allen, J.R.L., 1991. The Bouma division A and the possible duration of turbidity currents, *Journal of Sedimentary Petrology*, pp. 291-295.
- Aller, R.C., Benninger, L.K. and Kirk Cochran, J., 1980. Tracking particle-associated processes in nearshore environments by use of $^{234}\text{Th}/^{238}\text{U}$ disequilibrium. *Earth and Planetary Science Letters*, 47(2): 161-175.
- Aller, R.C. and DeMaster, D.J., 1984. Estimates of particle flux and reworking at the deep-sea floor using $^{234}\text{Th}/^{238}\text{U}$ disequilibrium. *Earth and Planetary Science Letters*, 67(3): 308-318.
- Anthony, E.J., 2007. Problems of hazard perception on the steep, urbanised Var coastal floodplain and delta, French Riviera. *Méditerranée*, 108 |2007: 91-97.
- Anthony, E.J. and Julian, M., 1999. Source-to-sink sediment transfers, environmental engineering and hazard mitigation in the steep Var River catchment, French Riviera, southeastern France. *Geomorphology*, 31(1-4): 337-354.
- Appleby, P.G., 2001. Chronostratigraphic Techniques in Recent Sediments. In: Last, W., Smol, J.P. (Eds.), *Tracking Environmental Change Using Lake Sediments. Volume 1 : Basin Analysis, Coring, and Chronological Techniques*. Kluwer Academic Press, Dordrecht, pp. 171– 203.
- Appleby, P.G. and Oldfield, F., 1978. The calculation of lead-210 dates assuming a constant rate of supply of unsupported ^{210}Pb to the sediment. *CATENA*, 5(1): 1-8.
- Apprioual, R., 2001. Conception d'un carottier d'interface. Ifremer Rapport Interne DRO/GM: 22.

B

- Baba, J. and Komar, P.D., 1981. Measurements and analysis of settling velocities of natural quartz sand grains. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52(2): 631-640.
- Babonneau, N., Savoye, B., Cremer, M. and Bez, M., 2004. Multiple terraces within the deep incised Zaire valley (ZaiAngo Project): are they confined levees? In: S.A. Lomas and P. Joseph (Editors), *Confined Turbidite Systems. Special Publications*. Geological Society, London, pp. 91-114.
- Baker, E.T., Milburn, H.B. and Tennant, D.A., 1988. Field assessment of sediment trap efficiency under varying flow conditions. *Journal of Marine Research*, 46: 573-592.
- Bates, C.C., 1953. Rational theory of delta formation. *AAPG Bulletin*, 37(9): 2119-2162.
- Bell, H.S., 1942. Density currents as agents for transporting sediments. *Journal of Geology*, 50(5): 512-547.
- Bellier, J., 1967. Le barrage de Malpasset. *Travaux*, 389.

- Bonnel, C., 2005. Mise en place des lobes distaux dans les systèmes turbiditiques actuels: Analyse comparée des systèmes du Zaïre, Var et Rhône. Thèse de doctorat / université Bordeaux 1: (314 pp).
- Boudreau, B., 1994. Is burial velocity a master parameter for bioturbation? *Geochimica et Cosmochimica Acta* ; Vol/Issue: 58:4: Pages: 1243-1249.
- Boudreau, B., 1998. Mean mixed depth of sediments: The wherefore and the why. *Limnology and Oceanography*, 43(3): 524-526.
- Bouma, A.H., 1962. Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation. Elsevier, Amsterdam, 168 pp.
- Bouma, A.H., 1985. Introduction of submarine fans and related Turbidite facies. In: A.H. Bouma, N.E. Barnes and W.R. Normark (Editors), Submarine fans and related turbidite sequences. SpringerVerlag, NewYork, pp. 3-5.
- Bourget, J., Zaragosi, S., Mulder, T., Schneider, J. L., Garlan, T., Van Toer, A., and Mas, V., in press. Hyperpycnal-fed turbidite lobe architecture and recent sedimentary processes: a case study from the Al Batha turbidite system, Oman margin. *Sedimentary Geology*.
- Brown, J., Colling, A., Park, D., Phillips, J., Rothery, D., Wright, J., 1994. Ocean Chemistry and Deep-Sea sediments. The Open University/Pergamon Eds., Oxford, Great Britain, 133 pp.
- Brunner, C.A., Normark, W.R., Zuffa, G.G. and Serra, F., 1999. Deep-sea sedimentary record of the late Wisconsin cataclysmic floods from the Columbia River. *Geology*, 27(5): 463-466.
- Buscail, R. and Germain, C., 1997. Present-day organic matter sedimentation on the NW mediterranean margin: Importance of off-shelf export. *Limnology and Oceanography*, 42(2): 217-229.
- Butman, C.A., Grant, W.D. and Stolzenbach, K.D., 1986. Predictions of sediment trap biases in turbulent flows: A theoretical analysis based on observations from the literature. *Journal of Marine Research*, 44: 601-644.

C

- Carlson, P.R., Powell, R.D. and Phillips, A.C., 1992. Submarine sedimentary features on fjord delta front, Queen Inlet, Glacier Bay, Alaska. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 29(3): 565-573.
- Canals, M., Puig, P., Durrieu de Madron, X., Heussner, S., Palanques, A., Fabres, J., 2006. Flushing submarine canyons. *Nature*, 444(7117): 354-357.
- Carmack, E.C., Gray, C.B.J., Pharo, C.H. and Daley, R.J., 1979. Importance of Lake-River Interaction on Seasonal Patterns in the General Circulation of Kamloops Lake, British Columbia. *Limnology and Oceanography*, 24(4): 634-644.
- Cattaneo, A. et al. Migeon, S. Larroque, C. Mercier De Lepinay, B. Ruellan, E. Sage, F. Sosson, M. Corradi, N. Le Gonidec, Y., 2008. Seafloor instabilities and sediment transport on the steep and seismically active Ligurian margin (north-western Mediterranean), 33rd international geological congress, Oslo, Norway, Aug. 6-14, 2008.
- Chao, S.-Y., 1988. Wind-Driven Motion of Estuarine Plumes. *Journal of Physical Oceanography*, 18(8): 1144-1166.
- Chiang, C.-S. and Yu, H.-S., 2008. Evidence of hyperpycnal flows at the head of the meandering Kaoping Canyon off SW Taiwan. *Geo-Marine Letters*, 28(3): 161-169.
- Chikita, K., 1990. Sedimentation by river-induced turbidity currents: field measurements and interpretation. *Sedimentology*, 37(5): 891-905.

- Clark, J.D., Kenyon, N.H. and Pickering, K.T., 1992. Quantitative analysis of the geometry of submarine channels: implications for the classification of submarine fans, *Geology*, pp. 633-636.
- Clauzon, G., 1978. The Messinian Var Canyon (Provence, southern France). Paleogeographic implications. *Marine Geology*, 27: 231-246.
- Cochonat, P., Bourillet, J.-F., Savoye, B. and Dodd, L., 1993. Geotechnical Characteristics and Instability of Submarine Slope Sediments, the Nice Slope (N-W Mediterranean Sea). *Marine Georesources and Geotechnology*, 11: 131-151.
- Cremer, M., 1983. Approches sédimentologique et géophysique des accumulations turbiditiques. L'éventail profond du Cap-Ferret (Golfe de Gascogne), La série des Grès d'Annot (Alpes de Haute Provence), Université de Bordeaux I, 344 pp.

D

- Dadson, S., Hovius, N., Pegg, N., Dade, W. B., Horng, M.J., and Chen, H., 2004. Hyperpycnal river flows from an active mountain belt. *Journal of Physical Research*, 110.
- Damuth, J.E., Flood, R.D., Kowsmann, R.O., Belderson, R.H. and Gorini, M.A., 1988. Anatomy and growth pattern of Amazon deep-sea fan as revealed by long-range side-scan sonar (GLORIA) and high-resolution seismic studies. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 72(8): 885-911.
- Damuth, J.E., Flood, R.D., Pirmez, C. and Manley, P.L., 1995. Architectural elements and depositional processes of Amazon Deep-Sea Fan imaged with long-range side-scan sonar (GLORIA), bathymetric swath-mapping (SeaBEAM) and high-resolution seismics. In: K.T. Pickering, R.N. Hiscott, N.H. Kenyon, F. Ricci-Lucci and D.A. Smith (Editors), *Atlas of Deep-Water Environments: Architectural Style in Turbidite Systems*. Chapman and Hall, London, pp. 105-121.
- Dan, G., Sultan, N. and Savoye, B., 2007. The 1979 Nice harbour catastrophe revisited: Trigger mechanism inferred from geotechnical measurements and numerical modelling. *Marine Geology*, 245(1-4): 40-64.
- Deptuck, M., Piper, D., Savoye, B. and Gervais, A., 2008. Dimensions and architecture of late Pleistocene submarine lobes off the northern margin of East Corsica. *Sedimentology*, 55(4): 869-898.
- Drake, D.E., 1999. Temporal and spatial variability of the sediment grain-size distribution on the Eel shelf: the flood layer of 1995. *Marine Geology*, 154(1-4): 169-182.
- Drake, D.E. and Cacchione, D.A., 1989. Estimates of the suspended sediment reference concentration (Ca) and resuspension coefficient ($[\gamma]_0$) from near-bottom observations on the California shelf. *Continental Shelf Research*, 9(1): 51-64.
- Ducassou, E., Mulder, T., Migeon, S., Gonthier, E., Murat, A., Revel, M., Capotondi, L., Bernasconi, S. M., Mascle, J., and Zaragosi, S., 2008. Nile floods recorded in deep Mediterranean sediments. *Quaternary Research*, 70(3): 382-391.
- Duringer, P., Paicheler, J.C. and Schneider, J.L., 1991. Un courant d'eau continu peut-il générer des turbidites? Résultats d'expérimentations analogiques. *Marine Geology*, 99(1-2): 231-246.

E

- Edwards, D.A., 1993. *Turbidity currents: Dynamics, Deposits and Reversals*, Lecture Note in Earth Sciences, no. 44, Springer-Verlag, Berlin.

- Eisma, D. Bernard, P., Cadée, G. C., Ittekkot, V., Kalf, J., Laane, R., Martin, J. M., Mook, W. G., van Put, A. and Schuhmacher, T., 1991. Suspended-matter particle size in some West-European estuaries; part II: A review on floc formation and break-up. *Netherlands Journal of Sea Research*, 28(3): 215-220.
- Eisma, D. and Kalf, J., 1984. Dispersal of Zaire river suspended matter in the estuary and the Angola Basin. *Netherlands Journal of Sea Research*, 17(2-4): 385-411.

F

- Felix, M., 2002. Flow structure of turbidity currents. *Sedimentology*, 49(3): 397-419.
- Felix, M., Peakall, J. and McCaffrey, W.D., 2006. Relative Importance of Processes That Govern the Generation of Particulate Hyperpycnal Flows. *Journal of Sedimentary Research*, 76(2): 382-387.
- Forel, F.A., 1885. Les ravins sous-lacustres des fleuves glaciaires. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences de Paris*, 101(16): 725-728.
- Forel, F.A., 1892. *Le Lemane: Monographie Limnologique* 1. publ. F. Rouge, Lausanne, Switzerland., 543 pp.
- Fornes, W.L., DeMaster, D.J., Levin, L.A. and Blair, N.E., 1999. Bioturbation and particle transport in Carolina slope sediments: A radiochemical approach. *Journal of Marine Research*, 57: 335-355.
- Foucault, A., Baltzer, F., Glaçon, G. and Lellouche, D., 1986. Turbidites et hémipélagites sur la pente sud de la ride du Var (mer Ligure, Méditerranée occidentale). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 2(4): 675-679.
- Fuda, J.L., Millot, C., Taupier-Letage, I., Send, U. and Bocognano, J.M., 2000. XBT monitoring of a meridian section across the western Mediterranean Sea. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 47(11): 2191-2218.
- Fujioka, K., Watanabe, M. and Kobayashi, K., 1989. Deep-sea photographs of the Northwestern and Central Pacific Ocean: An invitation to deep-sea environment. *Bulletin of Ocean Research Institut*, 27.

G

- Gage, J.D., Lamont, P.A. and Tyler, P.A., 1995. Deep-Sea Macrobenthic Communities at Contrasting Sites off Portugal, Preliminary Results: I Introduction and Diversity Comparisons. *Internationale Revue der gesamten Hydrobiologie und Hydrographie*, 80(2): 235-250.
- Galloway, W.E., 1998. Siliciclastic slope and base-of-slope depositional systems; component facies, stratigraphic architecture, and classification. *AAPG Bulletin*, 82(4): 569-595.
- García, R., van Oevelen, D., Soetaert, K., Thomsen, L., De Stigter, H. C. and Epping, E., 2008. Deposition rates, mixing intensity and organic content in two contrasting submarine canyons. *Progress In Oceanography*, 76(2): 192-215.
- Gardner, W.D., Biscaye, P.E. and Richardson, M., 1997. A sediment trap experiment in the Vema Channel to evaluate the effect of horizontal particle fluxes on measured vertical fluxes. *Journal of Marine Research*, 55: 995-1028.
- Garfield, N., Rago, T.A., Schnebele, K.J. and Collins, C.A., 1994. Evidence of a turbidity current in Monterey Submarine Canyon associated with the 1989 Loma Prieta earthquake. *Continental Shelf Research*, 14(6): 673-686.
- Gaudin, M., Mulder, T., Cirac, P., Berné, S. and Imbert, P., 2006. Past and present sedimentary activity in the Capbreton Canyon, southern Bay of Biscay. *Geo-Marine Letters*, 26(6): 331-345.

- Genesseeux, M., Foucault, A. and Clerc-renaud, T., 1985. Les rides migrantes de l'éventail sous-marin du Var (Méditerranée nord-occidentale), Rapport de la Commission interne sur la Mer Méditerranée, Monaco, 29, pp. 205-206.
- Genesseeux, M., Guibout, P. and Lacombe, H., 1971. Enregistrements de courants de turbidité dans la vallée sous-marine du Var (Alpes-Maritimes). *Compte Rendu de l'Académie des Sciences de Paris*, 273: 2456-2459.
- Genesseeux, M., Mauffret, A. and Pautot, G., 1980. Les glissements sous-marins de la pente continentale niçoise et la rupture de câbles en mer Ligure (Méditerranée occidentale), *Compte Rendu de l'Académie des Sciences de Paris Série D*, pp. 959-962.
- Gervais, A., Savoye, B., Mulder, T. and Gonthier, E., 2006. Sandy modern turbidite lobes: A new insight from high resolution seismic data. *Marine and Petroleum Geology*, 23(4): 485-502.
- Geyer, W.R., Hill, P.S. and Kineke, G.C., 2004. The transport, transformation and dispersal of sediment by buoyant coastal flows. *Continental Shelf Research*, 24(7-8): 927-949.
- Gilbert, G.K., 1885. The topographic features of lake shores. 5 th annual report of the U.S. Geological Survey: 69-123.
- Gilbert, R., 1973. Processes of underflow and sediment transport in a British Columbia mountain lake, National Research Council of Canada, 9th Canadian Hydrology Symposium, Edmonton, pp. 493-507.
- Goldberg, E.D., 1963. Geochronology with lead-210, *Radioactive Dating*, 121-131. IAEA, Vienna
- Gudmundsson, M.T., Sigmundsson, F. and Bjornsson, H., 1997. Ice-volcano interaction of the 1996 Gjalp subglacial eruption, Vatnajokull, Iceland. *Nature*, 389(6654): 954-957.
- Guglielmi, Y., 1993. Hydrogéologie des aquifères plio-quaternaires de la basse vallée du Var (Alpes-Maritimes, France), Thèse de doctorat, Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse, 188 pp.
- Guidi-Guilvard, L.D., 2002. DYFAMED-BENTHOS, a long time-series benthic survey at 2347-m depth in the northwestern Mediterranean: general introduction. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 49(11): 2183-2193.
- Gust, G., Byrne, R.H., Bernstein, R.E., Betzer, P.R. and Bowles, W., 1992. Particles fluxes and moving fluids: experience from synchronous trap collection in the Sargasso sea. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 39(7-8): 1071-1083.
- Gust, G., Michaels, A.F., Johnson, R., Deuser, W.G. and Bowles, W., 1994. Mooring line motions and sediment trap hydromechanics: in situ intercomparison of three common deployment designs. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 41(5-6): 831-857.

H

- Hesse, R. and Chough, S.K., 1980. The Northwestern Atlantic Mid-Ocean Channel of the Labrador Sea: II, depositional of parallel-laminated levee-muds from the viscous sublayer of low density turbidity currents. *Sedimentology*, 27: 697-711.
- Hesse, R., Khodabakhsh, S., Klauke, I. and Ryan, W.B.F., 1997. Asymmetrical turbid surface-plume deposition near ice-outlets of the Pleistocene Laurentide ice sheet in the Labrador Sea. *Geo-Marine Letters*, 17(3): 179-187.
- Heussner, S., Durrieu de Madron, X., Radakovitch, O., Beaufort, L., E. Biscaye, P., Carbonne, J., Delsaut, N., Etcheber, H. and Monaco, A., 1999. Spatial and temporal patterns of downward particle fluxes on the continental slope of the Bay of Biscay (northeastern Atlantic). *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 46(10): 2101-2146.

- Hines, A.H. and Comtois, K.L., 1985. Vertical Distribution of Infauna in Sediments of a Subestuary of Central Chesapeake Bay. *Estuaries*, 8(3): 296-304.
- Hunt, J.C.R. and Snyder, W.H., 1980. Experiments on stably and neutrally stratified flow over a model three-dimensional hill. *Journal of Fluid Mechanics Digital Archive*, 96(04): 671-704.

I

- Inman, D.L., 1970. Strong currents in submarine canyons. *Transactions, American Geophysical Union* 51:319.

J

- Jaeger, J.M., Nittrouer, C.A., Scott, N.D. and Milliman, J.D., 1998. Sediment accumulation along a glacially impacted mountainous coastline: north-east Gulf of Alaska. *Basin Research*, 10(1): 155-173.
- Jansen, J.H.F., Van der Gaast, S.J., Koster, B. and Vaars, A.J., 1998. CORTEX, a shipboard XRF-scanner for element analyses in split sediment cores. *Marine Geology*, 151(1-4): 143-153.
- Johnson, K.S., Paull, C.K., Barry, J.P. and Chavez, F.P., 2001. A decadal record of underflows from a coastal river into the deep sea. *Geology*, 29(11): 1019-1022.
- Jouanneau, J.M. Weber, O., Drago, T., Rodrigues, A., Oliveira, A., Dias, J. M. A., Garcia, C., Schmidt, S. and Reyss, J. L., 2002. Recent sedimentation and sedimentary budgets on the western Iberian shelf. *Progress In Oceanography*, 52(2-4): 261-275.

K

- Kenyon, N.H., Amir, A. and Cramp, A., 1995. Geometry of the younger sediment bodies of the Indus Fan. In: K.T. Pickering, R.N. Hiscott, N.H. Kenyon, F. Ricci Lucchi and R.D.A. Smith (Editors), *Atlas of deep water environments: architectural style in turbidite systems*. Chapman & Hall, London, pp. 89-90.
- Khripounoff, A., Vangriesheim, A., Babonneau, N., Crassous, P., Dennielou, B. and Savoye, B., 2003. Direct observation of intense turbidity current activity in the Zaire submarine valley at 4000 m water depth. *Marine Geology*, 194(3-4): 151-158.
- Khripounoff, A., Vangriesheim, A., Crassous, P. and Etoubleau, J., 2009. High frequency of sediment gravity flow events in the Var submarine canyon (Mediterranean Sea). *Marine Geology*, 263(1-4): 1-6.
- Klaucke, I., Savoye, B. and Cochonat, P., 2000. Patterns and processes of sediment dispersal on the continental slope off Nice, SE France. *Marine Geology*, 162(2-4): 405-422.
- Kneller, B., 1995. Beyond the turbidite paradigm: physical models for deposition of turbidites and their implications for reservoir prediction. *Geological Society, London, Special Publication*, 94(1): 31-49.
- Kneller, B. and Buckee, C., 2000. The structure and fluid mechanics of turbidity currents: a review of some recent studies and their geological implications. *Sedimentology*, 47(s1): 62-94.
- Kneller, B., Edwards, D., McCaffrey, W. and Moore, R., 1991. Oblique reflection of turbidity currents. *Geology*, 19(3): 250-252.

- Kneller, B. and McCaffrey, W., 1999. Depositional effects of flow nonuniformity and stratification within turbidity currents approaching a bounding slope; deflection, reflection, and facies variation. *Journal of Sedimentary Research*, 69(5): 980-991.
- Kneller, B.C. and Branney, M.J., 1995. Sustained high-density turbidity currents and the deposition of thick massive sands. *Sedimentology*, 42(4): 607-616.
- Kneller, B.C. and McCaffrey, W.D., 1995. Modelling the effects of salt-induced topography on deposition from turbidity currents. In: P. Weimer, A.H. Bouma and B. Perkins (Editors), *Submarine Fans and Turbidite Systems*. SEPM, Gulf Coast Section, Houston, pp. 137-145.
- Kuehl, S.A., Pacioni, T.D. and Rine, J.M., 1995. Seabed dynamics of the inner Amazon continental shelf: temporal and spatial variability of surficial strata. *Marine Geology*, 125(3-4): 283-302.

L

- Lambert, A.M., Kelts, R.K. and Marshall, N.F., 1976. Measurements of density underflows from Walensee, Switzerland. *Sedimentology*, 23(1): 87-105.
- Lane-Serff, G.F., Beal, L.M. and Hadfield, T.D., 1995. Gravity current flow over obstacles. *Journal of Fluid Mechanics Digital Archive*, 292(-1): 39-53.
- Laurent, R., 1971. Charge solide en suspension et géochimie dans un fleuve côtier méditerranéen. Le Var. Thèse de Doctorat de 3ème cycle, Nice.
- Leopold, L.B. and Maddock, T., 1953. The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications. Prof. Pap. U.S. Geol. Survey, 252: 1-57.
- Lowe, D.R., 1982. Sediment gravity flows; II, Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Research*, 52(1): 279-297.

M

- Malinverno, A., Ryan, B.F., Auffret, G. and Pautot, G., 1988. Sonar images of the path of recent failure events on the continental margin off Nice, France. *Geological Society of America Special Paper*, 229: 59-75.
- Marjanac, T., 1990. Reflected sediment gravity flows and their deposits in flysch of Middle Dalmatia, Yugoslavia. *Sedimentology*, 37(5): 921-929.
- Martín, J., Sanchez-Cabeza, J.A., Eriksson, M., Levy, I. and Miquel, J.C., 2009. Recent accumulation of trace metals in sediments at the DYFAMED site (Northwestern Mediterranean Sea). *Marine Pollution Bulletin*, 59(4-7): 146-153.
- Marty, J.-C., Chiavérini, J., Pizay, M.-D. and Avril, B., 2002. Seasonal and interannual dynamics of nutrients and phytoplankton pigments in the western Mediterranean Sea at the DYFAMED time-series station (1991-1999). *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 49(11): 1965-1985.
- Mas, V., Mulder, T., Dennielou, B., Schmidt, S., Khrpounoff, A. and Savoye, B., soumis. Multiscale spacio-temporal variability of sedimentological deposits in the Var turbidite system (Western Mediterranean sea). *Marine Geology*.
- Mauffret, A., Fail, J.P., Montadert, L., Sancho, J. and Winnock, E., 1973. Northwestern Mediterranean Sedimentary Basin from Seismic Reflection Profile. *AAPG Bulletin*, 57(11): 2245-2262.
- Maxey, M.R., 1987. The gravitational settling of aerosol particles in homogeneous turbulence and random flow fields. *Journal of Fluid Mechanics Digital Archive*, 174(-1): 441-465.

- Maxworthy, T., 1999. The dynamics of sedimenting surface gravity currents. *Journal of Fluid Mechanics*, 392(-1): 27-44.
- Mc Cave, I.N., Manighetti, B. and Robinson, S.G., 1995. Sortable silt and fine sediment size/composition slicing: Parameters for paleocurrent speed and paleoceanography. *Paleoceanography*, 10(3): 593-610.
- McCaffrey, W.D. and Kneller, B.C., 2004. Scale effects of non-uniformity on deposition from turbidity currents with reference to the Gres d'Annot of SE France. *Geological Society, London, Special Publications*, 221(1): 301-310.
- McKee, B.A., Aller, R.C., Allison, M.A., Bianchi, T.S. and Kineke, G.C., 2004. Transport and transformation of dissolved and particulate materials on continental margins influenced by major rivers: benthic boundary layer and seabed processes. *Continental Shelf Research*, 24(7-8): 899-926.
- Middleton, G.V., 1966. Experiments on density and turbidity currents: I Motion of the head, *Canadian Journal of Earth Sciences*, pp. 523-546.
- Middleton, G.V. and Hampton, M.A., 1973. Turbidites and deep water sedimentation, *SEPM Pacific Section*.
- Migeon, S., 2000. Dune géantes et levées sédimentaires en domaine profond: Approches morphologique, sismique et sédimentologique. Thèse de doctorat / université de Nice.
- Migeon, S., Mulder, T., Savoye, B. and Sage, F., 2006. The Var turbidite system (Ligurian Sea, northwestern Mediterranean)—morphology, sediment supply, construction of turbidite levee and sediment waves: implications for hydrocarbon reservoirs. *Geo-Marine Letters*, 26(6): 361-371.
- Migeon, S., Savoye, B. and Faugères, J.C., 2000. Quaternary development of migrating sediment waves in the Var deep-sea fan: distribution, growth pattern, and implication for levee evolution. *Sedimentary Geology*, 133(3-4): 265-293.
- Migeon, S., Weber, O., Faugères, J.C. and Saint-Paul, J., 1999. SCOPIX: A new X-ray imaging system for core analysis. *Geo-Marine Letters*, 18(3): 251-255.
- Milliman, J.D. Lin, S. W., Kao, S. J., Liu, J. P., Liu, C. S., Chiu, J. K. and Lin, Y. C., 2007. Short-term changes in seafloor character due to flood-derived hyperpycnal discharge: Typhoon Mindulle, Taiwan, July 2004. *Geology*, 35(9): 779-782.
- Millot, C., 1987a. Circulation in the Western Mediteranean. *Oceanologica Acta*, 10(2): 143-149.
- Millot, C., 1987b. The structure of mesoscale phenomena in the Ligurian Sea inferred from the Dyome experiment. *Annales geophysicae. Series B. Terrestrial and Planetary Physics*, 5(1): 21-30.
- Millot, C., 1991. Mesoscale and seasonal variabilities of the circulation in the western Mediterranean. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 15(3-5): 179-214.
- Millot, C., 1999. Circulation in the Western Mediterranean Sea. *Journal of Marine Systems*, 20(1-4): 423-442.
- Millot, C. and Monaco, A., 1984. Deep strong currents and sediment transport in the Northwestern Mediterranean Sea. *Geo-Marine Letters*, 4(1): 13-17.
- Miquel, J.C., Fowler, S.W., La Rosa, J. and Buat-Menard, P., 1994. Dynamics of the downward flux of particles and carbon in the open northwestern Mediterranean Sea. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 41(2): 243-261.
- Mulder, T. and Alexander, J., 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology*, 48: 269-299.
- Mulder, T. and Cochonat, P., 1996. Classification offshore mass movements. *Journal of Sedimentary Research*, 66: 43-57.
- Mulder, T., Cochonat, P., Schieb, T. and Tisot, J.P., 1992. Estimation de l'épaisseur de sédiment impliquée dans des glissements sous-marins à partir des données sur l'état de

- consolidation. Application à la Baie des Angers (SE de la France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 315(2): 1703-1709.
- Mulder, T., Migeon, S., Savoye, B. and Faugères, J.C., 2002. Reply to discussion by Shanmugan on Mulder et al. 2001: inversely graded turbidite sequences in the deep Mediterranean: a record of deposits from flood-generated turbidity currents? *Geo-Marine Letters*, 22: 112-120.
- Mulder, T., Migeon, S., Savoye, B. and Faugères, J.C., 2001a. Inversely graded turbidite sequences in the deep Mediterranean: A record of deposits from flood-generated turbidity currents? *Geo-Marine Letters*, 21(2): 86-93.
- Mulder, T., Migeon, S., Savoye, B. and Jouanneau, J.M., 2001b. Twentieth century floods recorded in the deep Mediterranean sediments. *Geology*, 29(11): 1011-1014.
- Mulder, T., Savoye, B., Piper, D.J.W. and Syvitski, J.P.M., 1998. The Var submarine sedimentary system: understanding Holocene sediment delivery processes and their importance to the geological record. Stoker, M.S., Evans, D; & Cramp, A. (eds) *Geological Processes on Continental Margin: Sedimentation, Mass-wasting and stability*. Geological Society, London, Special Publication (129): 145-166.
- Mulder, T., Savoye, B. and Syvitski, J.-P.-M., 1997a. Numerical modelling of a mid-sized gravity flow: The 1979 Nice turbidity current (dynamics, processes, sediment budget and seafloor impact). *Sedimentology*, 44(2): 305-326.
- Mulder, T., Savoye, B., Syvitski, J.P.M. and Cochonat, P., 1996a. Origin of the turbidity currents recorded at the Var River mouth in 1971. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris (Série II)*, 322(4): 301-307.
- Mulder, T., Savoye, B., Syvitski, J.P.M. and Parize, O., 1997b. Des courants de turbidité hyperpycniaux dans la tête du canyon du Var ? Données hydrologiques et observations de terrain (Hyperpycnal turbidity currents at the head of the Var Canyon ? Hydrological data and geological observations). *Oceanologica Acta*, 20(4): 607-626.
- Mulder, T. and Syvitski, J.P.M., 1995. Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans. *Geology*, 103: 285-299.
- Mulder, T. and Syvitski, J.P.M., 1996. Climatic and morphologic relationships of rivers: implications of sea-level fluctuations on river loads. *Geology*, 104: 509-523.
- Mulder, T., Syvitski, J.P.M., Migeon, S., Faugères, J.C. and Savoye, B., 2003. Marine hyperpycnal flows: Initiation, behavior and related deposits. A review. *Marine and Petroleum Geology*, 20(6-8): 861-882.
- Mulder, T., Tisot, J.P., Cochonat, P. and Bourillet, J.F., 1996b. Regional assessment of mass failure events in the Baie des Angers, Mediterranean Sea. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences and Geomechanics Abstracts*, 33: 5A-5A.
- Mulder, T. Zaragosi, S., Jouanneau, J. M., Bellaiche, G., Guérinaud, S. and Querneau, J. 2009. Deposits related to the failure of the Malpasset Dam in 1959: An analogue for hyperpycnal deposits from jökulhlaups. *Marine Geology*, In Press, Corrected Proof.

N

- Nakajima, T., 2006. Hyperpycnites Deposited 700 km Away from River Mouths in the Central Japan Sea. *Journal of Sedimentary Research*, 76(1): 60-73.
- Nakajima, T. and Satoh, M., 2001. The formation of large mudwaves by turbidity currents on the levees of the Toyama deep-sea channel, Japan Sea. *Sedimentology*, 48(2): 435-463.
- Nittrover, C.A., 1999. STRATAFORM: overview of its design and synthesis of its results. *Marine Geology*, 154: 3-12.

- Normark, W.R., 1978. Fan valleys, channels, and depositional lobes on modern submarine fans: characters for recognition of sandy turbidite environments, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, pp. 912-931.
- Normark, W.R., Hess, G.R., Stow, D.A. and Bowen, A.J., 1980. Sediment waves on the Monterey Fan Levee : a preliminary physical interpretation. *Marine Geology*, 37: 1-18.
- Normark, W.R. and Piper, D.J., 1991. Initiation processes and flow evolution of turbidity currents: implications for the depositional record. From shoreline to abyss. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publications, 46: 207-229.

P

- Palanques, A., Garcia-Ladona, E., Gomis, D., Martin, J., Marcors, M., Pascual, A., Puig, P., Gili, J-M., Emelianov, M., Monserrat, S., Guillen, J., Tintoré, J., Segura, M., Jordi, A., Ruiz, S., Basterretxea, G., Font, J., Blasco, D. and Pagès, F., 2005. General patterns of circulation, sediment fluxes and ecology of the Palamós (La Fonera) submarine canyon, northwestern Mediterranean. *Progress In Oceanography*, 66(2-4): 89-119.
- Palanques, A. Martín, J., Puig, P., Guillén, J., Company, J. B. and Sardà, F., 2006. Evidence of sediment gravity flows induced by trawling in the Palamós (Fonera) submarine canyon (northwestern Mediterranean). *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 53(2): 201-214.
- Parker, G., 1982. Conditions for the ignition of catastrophically erosive turbidity currents. *Marine Geology*, 46: 307-327.
- Pao, H. P., Lai, R. Y., Schemm, C. E., 1982. Vortex trails in stratified fluids. *Johns Hopkins Technical digest*, 3: 12-18
- Parsons, J.D., Bush, J.W.M. and Syvitski, J.P.M., 2001. Hyperpycnal plume formation from riverine outflows with small sediment concentrations. *Sedimentology*, 48(2): 465-478.
- Pautot, G., 1981. Cadre morphologique de la Baie des Angès. Modèle d'instabilité de pente continentale, *Océanologica Acta*, pp. 203-212.
- Peakall, J., McCaffrey, B. and Kneller, B., 2000. A Process Model for the Evolution, Morphology, and Architecture of Sinuous Submarine Channels. *Journal of Sedimentary Research*, 70(3): 434-448.
- Pichevin, L. Mulder, T., , Savoye, B., Gervais, A., Cremer, M. and Piper, D. J. W., 2003. The Golo submarine turbidite system (east Corsica margin): morphology and processes of terrace formation from high-resolution seismic reflection profiles. *Geo-Marine Letters*, 23(2): 117-124.
- Pickering, K.T. and Hiscott, R.N., 1985. Contained (reflected) turbidity currents from the Middle Ordovician Cloridorme Formation, Quebec, Canada: an alternative to the antidune hypothesis. *Sedimentology*, 32(3): 373-394.
- Pickering, K.T., Underwood, M.B. and Taira, A., 1992. Open-ocean to trench turbidity-current flow in the Nankai Trough: Flow collapse and reflection. *Geology*, 20(12): 1099-1102.
- Pickrill, R.A. and Irwin, J., 1982. Predominant headwater inflow and its control of lake-river interactions in Lake Wakatipu. *New Zealand Journal of Marine and Freshwater Research*, 16: 201-213.
- Piper, D., Hiscott, R.N. and Normark, W.R., 1999. Outcrop-scale acoustic facies analysis and latest Quaternary development of Hueneme and Dume submarine fans, offshore California. *Sedimentology*, 46(1): 47-78.
- Piper, D.J.W. Cochonat, P., Ollier, G., LeDrezen, E., Morrison, M. and Baltzer, A., 1992. Evolution progressive d'un glissement rotationnel en un courant de turbidité: cas du

- séisme de 1929 des Grands Bancs (Terre-Neuve). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 314(Série II): 1057-1064.
- Piper, D.J.W. and Deptuck, M., 1997. Fine-grained turbidites of the Amazon fan: facies characterization and interpretation. In: R.D. Flood, D.J.W. Piper, A. Klaus and P. L.C. (Editors), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, pp. 79-108.
- Piper, D.J.W. and Normark, W.R., 2001. Sandy fans - from Amazon to Hueneme and beyond. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 85(8): 1407-1438.
- Piper, D.J.W. and Savoye, B., 1993. Processes of late Quaternary turbidity current flow and deposition on the Var deep-sea fan, north-west Mediterranean Sea. *Sedimentology*, 40(3): 557-582.
- Piper, D.J.W., Shor, A.N. and Clarke, J.E.H., 1988. The 1929 "Grand Banks" earthquake, slump, and turbidity current, *Geological Society of America Special Paper*, pp. 77-92.
- Pirmez, C., 1994. Growth of a submarine meandering channel-levee system on the Amazon fan. PhD Thesis, Columbia University, 587 pp.
- Plink-Björklund, P. and Steel, R.J., 2004. Initiation of turbidity currents: outcrop evidence for Eocene hyperpycnal flow turbidites. *Sedimentary Geology*, 165(1-2): 29-52.
- Pochat, S. and Van Den Driessche, J., 2007. Impact of synsedimentary metre-scale normal fault scarps on sediment gravity flow dynamics: An example from the Gres d'Annot Formation, SE France. *Sedimentary Geology*, 202(4): 796-820.
- Pope, R.H., Demaster, D.J., Smith, C.R. and Seltmann, H., 1996. Rapid bioturbation in equatorial Pacific sediments: evidence from excess ^{234}Th measurements. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 43(4-6): 1339-1364.
- Puig, P., Ogston, A. S., Mullenbach, B. L., Nittrouer, C. A., Parsons, J. D. and Sternberg, R. W. 2004. Storm induced sediment gravity flows at the head of the Eel submarine canyon, northern California margin. *Journal of Geophysical Research*, 109(C03019, doi:10.1029/2003JC001918).
- Puig, P. and Palanques, A., 1998. Nepheloid structure and hydrographic control on the Barcelona continental margin, northwestern Mediterranean. *Marine Geology*, 149(1-4): 39-54.
- Puig, P., Palanques, A., Guillen, J. and Garcia-Ladona, E., 2000. Deep slope currents and suspended particle fluxes in and around the Foix submarine canyon (NW Mediterranean). *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 47(3): 343-366.
- Pye, K., 1994. Properties of sediment particles. In: K. Pye (Editor), *Sediment Transport and Depositional Processes*. Blackwell : Oxford pp. 1-24.

R

- Radakovitch, O. and Heussner, S., 1999. Fluxes and budget of ^{210}Pb on the continental margin of the Bay of Biscay (northeastern Atlantic). *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 46(10): 2175-2203.
- Ravenne, C. and Beghin, P., 1983. Apport des expériences en canal à l'interprétation sédimentologique des dépôts de cônes détritiques sous-marins. *Revue de l'I.F.P.*, 38: 279-297.
- Reading, H.G. and Richards, M., 1994. Turbidite systems in deep-water basin margins classified by grain size and feeder system. *AAPG Bulletin*, 78(5): 792-822.
- Rehault, J.-P., Boillot, G. and Mauffret, A., 1984. The Western Mediterranean Basin geological evolution. *Marine Geology*, 55(3-4): 447-477.
- Richter, T.O. van der Gaast, S., Koster, B., Vaars, A., Gieles, R., De Stigter, H. C., de Haas, H. and van Weering, T. C. E., 2006. The Avaatech XRF Core Scanner: technical

- description and applications to NE Atlantic sediments. In: R.G. Rothwell (Editor), *New techniques in sediment core analyses*. Geological Society Special Publication, pp. 39-50.
- Ritchie, J.C., McHenry, J.R. and Gill, A.C., 1973. Dating Recent Reservoir Sediments. *Limnology and Oceanography*, 18(2): 254-263.
- Robbins, J.A. and Edgington, D.N., 1975. Determination of recent sedimentation rates in Lake Michigan using Pb-210 and Cs-137. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 39(3): 285-304.
- Rohais, S., 2002. Synthèse géologique de la Baie des Anges, Mer Ligure (Méditerranée): Conception et exploitation d'un système d'information géographique en géologie marine. Mémoire d'ingénieur géologue de l'IGAL.
- Ryan, W.B.F. and Cita, M.B., 1978. The nature and distribution of Messinian erosional surfaces -- Indicators of a several-kilometer-deep Mediterranean in the Miocene. *Marine Geology*, 27(3-4): 193-230.

S

- Sage, L., 1976. La sédimentation à l'embouchure d'un fleuve côtier méditerranéen. Thèse de doctorat / université de Nice: 243 p.
- Sammari, C., Millot, C. and Prieur, L., 1995. Aspects of the seasonal and mesoscale variabilities of the Northern Current in the western Mediterranean Sea inferred from the PROLIG-2 and PROS-6 experiments. *Deep-sea research*. Part 1. *Oceanographic Research papers*, 42(6): 893-917.
- Savoye, B., Nelson, H., Unterseh, S., Piper, D. and Rehault, J.-P., 1998. The Var fan distal lobe (Ligurian Sea, Mediterranean): side-scan facies, seismic architecture, nature of deposits. 15th international sedimentological congress, Alicante.
- Savoye, B. and Piper, D.J.W., 1991. The Messinian event on the margin of the Mediterranean Sea in the Nice area, southern France. *Marine Geology*, 97(3-4): 279-304.
- Savoye, B. and Piper, D.J.W., 1993. Quaternary sea-level change and sedimentation on the continental shelf and slope of Antibes, French Riviera. *Geo-Marine Letters*, 13: 2-8.
- Savoye, B., Piper, D.J.W. and Droz, L., 1993. Plio-pleistocene evolution of the Var deep-sea fan off the French Riviera. *Marine and Petroleum Geology*, 10(6): 550-571.
- Schmidt, S., de Stigter, H.C. and van Weering, T.C.E., 2001. Enhanced short-term sediment deposition within the Nazare Canyon, North-East Atlantic. *Marine Geology*, 173(1-4): 55-67.
- Schmidt, S. Howa, H., Mouret, A., Lombart, F., Anschutz, P. and Labeyrie, L., in press. Particle fluxes and recent sediment accumulation on the Aquitanian margin of Bay of Biscay. *Continental Shelf Research*, In Press, Corrected Proof.
- Schmidt, S., Jouanneau, J.-M., Weber, O., Lecroart, P., Radakovitch, O., Gilbert, F. and Jezequel, D., 2007. Sedimentary processes in the Thau Lagoon (France): From seasonal to century time scales. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 72(3): 534-542.
- Schmidt, S., Tronczynski, J., Guiot, N. and Lefevre, I., 2005. Dating of sediments in the Biscay bay: Implication for pollution chronology. *Radioprotection*, 40: 655-660.
- Schmidt, S., van Weering, T.C.E., Reyss, J.L. and van Beek, P., 2002. Seasonal deposition and reworking at the sediment-water interface on the northwestern Iberian margin. *Progress In Oceanography*, 52(2-4): 331-348.
- Shanmugam, G., 2000. 50 years of the turbidite paradigm (1950s--1990s): deep-water processes and facies models--a critical perspective. *Marine and Petroleum Geology*, 17(2): 285-342.

- Shanmugam, G., Moiola, T.J., 1991. Types of Submarine Fan Lobes: Models and Implications. AAPG Bulletin, 75: 156-179.
- Shepard, F.P., 1979. Currents in submarine canyons and other types of sea-valleys. In: L.J. Doyle and O.H. Pilkey (Editors), Geology of continental slopes. SEPM Special Publication, Tulsa, pp. 85-94.
- Shepard, F.P., 1981. Submarine canyons: multiple causes and long-time persistence, The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, pp. 1062-1077.
- Shepard, F.P., McLoughlin, P.A., Marshall, N.F. and Sullivan, G.G., 1977. Current-meter recordings of low-speed turbidity currents. Geology, 5: 297-301.
- Skene, K.I., Mulder, T. and Syvitski, J.P.M., 1997. INFLO1: A model predicting the behaviour of turbidity currents generated at river mouths. Computers & Geosciences, 23(9): 975-991.
- Smith, C.R. and Rabouille, C., 2002. What control the mixed-layer depth in deep-sea sediments? The importance of POC flux. Limnology and Oceanography, 47(2): 418-426.
- Snyder, W.H., Thompson, R.H., Eskridge, R. E., Lawson, R. E., Castro, I. P., Lee, J. T., Hunt, J. C. R. and Ogawa, Y., 1985. The structure of strongly stratified flow over hills: dividing-streamline concept. Journal of Fluid Mechanics Digital Archive, 152(-1): 249-288.
- Sommerfield, C.K. and Nittrouer, C.A., 1999. Modern accumulation rates and a sediment budget for the Eel shelf: a flood-dominated depositional environment. Marine Geology, 154(1-4): 227-241.
- Soyinka, O.A. and Slatt, R.M., 2008. Identification and micro-stratigraphy of hyperpycnites and turbidites in Cretaceous Lewis Shale, Wyoming. Sedimentology, 55(5): 1117-1133.
- St-Onge, G. and Lajeunesse, P., 2007. Flood-Induced Turbidites From Northern Hudson Bay And Western Hudson Strait: A Two-Pulse Record Of Lake Agassiz Final Outburst Flood?, Submarine Mass Movements and Their Consequences, pp. 129-137.
- Stacey, M.W. and Bowen, A.J., 1988. The vertical structure of density and turbidity currents: theory and observations. Journal of physical research, 93(C4): 3528-3542.
- Stow, D.A.V., 1994. Deep-sea processes of sediment transport and deposition. In: K. Pye (Editor), Sediment transport and depositional processes. Blackwell scientific publications, Oxford, pp. 257-287.
- Stow, D.A.V. and Bowen, A.J., 1980. A physical model for the transport and sorting of fine-grained sediment by turbidity currents. Sedimentology (27): 31-46.
- Stow, D.A.V. and Shanmugam, G., 1980. Sequence of structures in fine-grained turbidites; comparison of Recent deep-sea and ancient flysch sediments. Sedimentary Geology, 25(1-2): 23-42.
- Syvitski, J.P.M., 2003. Sediment fluxes and rates of sedimentation. In: G.V. Middleton (Editor), Encyclopedia of Sediments and Sedimentary Rocks. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 600-606.
- Syvitski, J.P.M. and Lewis, A.G., 1992. The seasonal distribution of suspended particles and their iron and manganese loading in a glacial runoff fiord. Geosciences Canada, 19(1): 13-20.
- Syvitski, J.P.M., Peckham, S.D., Hilberman, R. and Mulder, T., 2003. Predicting the terrestrial flux of sediment to the global ocean: a planetary perspective. Sedimentary Geology, 162(1-2): 5-24.
- Syvitski, J.P.M. and Schafer, C.T., 1996. Evidence for an earthquake-triggered basin collapse in Saguenay Fjord, Canada. Sedimentary Geology, 104(1-4): 127-153.

Syvitski, J.P.M., Smith, J.N., Calabrese, E.A. and Boudreau, B.P., 1998. Basin Sedimentation and the Growth of Prograding Deltas. *Journal of Geophysical Research*, 93.

T

Taupier-Letage, I. and Millot, C., 1985. General hydrodynamical features in the Ligurian sea inferred from the DYOME experiment. *Oceanologica Acta*, 9(2): 119-131.

Traykovski, P., Geyer, W.R., Irish, J.D. and Lynch, J.F., 2000. The role of wave-induced density-driven fluid mud flows for cross-shelf transport on the Eel River continental shelf. *Continental Shelf Research*, 20(16): 2113-2140.

U

Unterseh, S., 1999. Cartographie et caractérisation du fond marin par sondeur multifaisceaux. Thèse de Doctorat d'université, Institut national polytechnique de Lorraine, ENSG Nancy., 234 pp.

US-GOFS, 1989. Sediment trap technology and sampling. In: G. Knauer and V. Asper (Editors), Report of the US GOFS Working Group on sediment trap technology and sampling. Planning Report Number 10, US GOFS Planning Office, Woods Hole, MA, 94pp.

V

van Weering, T.C.E., de Stigter, H.C., Boer, W. and de Haas, H., 2002. Recent sediment transport and accumulation on the NW Iberian margin. *Progress In Oceanography*, 52(2-4): 349-371.

Vidussi, F., Marty, J.-C. and Chiavérini, J., 2000. Phytoplankton pigment variations during the transition from spring bloom to oligotrophy in the northwestern Mediterranean sea. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, 47(3): 423-445.

Voiron, C., 2008. Démarche d'analyse des interactions de l'homme et du milieu physique : application au bassin du fleuve Var de 1860 à 2001, Séminaire CIMEDD : "Regards croisés Environnement et Sociétés: de la recherche fondamentale à l'opérationnalité", Université Nice Sophia Antipolis, Nice.

W

Wald, L., 1985. Apport de la télédétection spatiale en infrarouge proche et moyen à la connaissance du milieu marin : relations entre le champ de température et le champ de courant, observations de l'état de surface et mesures de la vitesse du vent, la dynamique de la couche superficielle en mer Ligure., Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Toulon et du Var, France. 258 pp.

Waltham, D., 2004. Flow transformations in particulate gravity currents. *Journal of Sedimentary Research*, 74(1): 129-134.

Wang, H., Yang, Z., Li, Y., Guo, Z., Sun, X. and Wang, Y., 2007. Dispersal pattern of suspended sediment in the shear frontal zone off the Huanghe (Yellow River) mouth. *Continental Shelf Research*, 27(6): 854-871.

- Warrick, J.A. and Milliman, J.D., 2003. Hyperpycnal sediment discharge from semiarid southern California rivers: Implications for coastal sediment budgets. *Geology*, 31(9): 781-784.
- Weirich, F., 1986. The record of density-induced underflows in a glacial lake. *Sedimentology*, 33(2): 261-277.
- Wheatcroft, R.A., 1990. Preservation potential of sedimentary event layers. *Geology*, 18(9): 843-845.
- Wheatcroft, R.A., 2000. Oceanic flood sedimentation: a new perspective. *Continental Shelf Research*, 20(16): 2059-2066.
- Wheatcroft, R.A. and Borgeld, J.C., 2000. Oceanic flood deposits on the northern California shelf: large-scale distribution and small-scale physical properties. *Continental Shelf Research*, 20(16): 2163-2190.
- Wheatcroft, R.A., Borgeld, J. C., Born, R. S., Drake, D. E., Leithold, E. L., Nittrouer, C. A. and Sommerfield, C. K., 1996. The Anatomy of an Oceanic Flood Deposit. *Oceanography*, 9(3): 158-162.
- Wheatcroft, R.A. et Butman, C.A., 1997. Spatial and temporal variability in aggregated grain-size distributions, with implications for sediment dynamics. *Continental Shelf Research*, 17(4): 367-390.
- Wheatcroft, R.A. and Drake, D.E., 2003. Post-depositional alteration and preservation of sedimentary event layers on continental margins, I. The role of episodic sedimentation. *Marine Geology*, 199(1-2): 123-137.
- Wheatcroft, R.A., Sommerfield, C.K., Drake, D.E., Borgeld, J.C. and Nittrouer, C.A., 1997. Rapid and widespread dispersal of flood sediment on the northern California margin. *Geology*, 25(2): 163-166.
- Wright, L.D. and Friedrichs, C.T., 2006. Gravity-driven sediment transport on continental shelves: A status report. *Continental Shelf Research*, 26(17-18): 2092-2107.
- Wynn, R.B., Piper, D.J.W. and Gee, M.J.R., 2002. Characterization and recognition of deep-water channel-lobe transition zones. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 86(8): 1441-1446.

X

- Xu, J.P., Noble, M., Eittrheim, S. L., Rosenfeld, L. K., Schwing, F. B. and Pilska, C. H., 2002. Distribution and transport of suspended particulate matter in Monterey Canyon, California. *Marine Geology*, 181(1-3): 215-234.

Y

- Yankovsky, A.E. and Chapman, D.C., 1997. A Simple Theory for the Fate of Buoyant Coastal Discharges. *Journal of Physical Oceanography*, 27(7): 1386-1401.

Z

- Zeng, J., Lowe, D.R., Prior, D.B., Wiseman, W.J. and Bornhold, B.D., 1991. Flow properties of turbidity currents in Bute Inlet, British Columbia. *Sedimentology*, 38(6): 975-996.

ANNEXES

Tableau récapitulatif des données acquises lors des missions et des mesures réalisées

Mission	ENVAR1	ENVAR2*	ENVAR3*	ENVAR4*	ESSACMED ₃	ENVAR5	ENVAR6*	MEDECO*
Date	09/2005	12/2005	05/2006	09/2006	02/ 2007	03/2007	08/2007	09/ 2007
Carottes d'interface	2	13	4	5		3	9	
Pose des mouillages	VV, VA, VB, VC	VD	VV, VA, VB, VC	VV, VA, VB, VC, VD, VP	VA ₁	VV, VP, VB, VC, VD		
Récupération des mouillages			VV, VA, VB, VC	VV, VA, VB, VC, VD	VV ₁ , VA ₁ , VC ₁	VV, VP, VB, VC, VD		VV, VP, VA, VB, VC, VD
autres								
description des carottes	*	*	*	*		*	*	
banc MSCL	*	*						
Radiographie X	*	*	*	*		*	*	
Granulométrie	*	*	*	*		*	*	
analyses isotopiques (S. Schmidt)	*	*	*	*		*	*	
quantification des flux particuliers dans les pièges (A. Khripounoff)			*	*	*	*		*
dépouillement des courantomètres avec A. Vangriesheim			*	*	*	*		*
autres		frottis (carottes), 7 indurations (S. Zaragosi)	frottis (pièges)					

Avec *: mission auxquelles j'ai participé, et ¹: mouillages remontés prématurément

Tableau récapitulatif des observations faites sur les particules des pièges (par frottis)

<u>VV</u>						
date moy	%terrigène	code	taille (µm)	homogène?	brisure des particules bio	débris végétaux
04/10/2005	0.92857143	t+	20	n	n	P
13/10/2005	0.85714286	t+	5	o	n	
22/10/2005	0.73214286	t	10	n	n	
31/10/2005	1	T	10	n	n	F
09/11/2005	0.80357143	t+	10	n	n	F
18/11/2005	0.92857143	t+	20	n	n	P
27/11/2005	0.92857143	t+	30	n	n	P
06/12/2005	1	T	40	n		A
15/12/2005	1	T	30	n		F
24/12/2005	1	T	25	n		F
02/01/2006	1	T	15	n		F
11/01/2006	0.73214286	t	20	n	o	
20/01/2006	0.67857143	t	20	o	o	F
29/01/2006	0.75	t	40	n	o	P
07/02/2006	0.875	t+	50	n	n	A
16/02/2006	0.75	t	30	n	n	P
25/02/2006	0.80357143	t+	20	o	o	P
06/03/2006	0.92857143	t+	10	o	o	
15/03/2006	0.92857143	t+	10	o	n	P
24/03/2006	0.73214286	t	20	o	n	
02/04/2006	0.48214286	E	10	o	n	

<u>VA</u>						débris végétaux
date moy	%terrigène	code	taille	homogène?	brisure	
04/10/2005	0.19642857	b+	20	n	n	P
13/10/2005	0.19642857	b+	15	n	n	
22/10/2005	0.19642857	b+	10	o	n	
31/10/2005	x	T	x	x	x	
09/11/2005	x	T	x	x	x	
18/11/2005	0.46428571	E	15	n	n	
27/11/2005	0.55357143	E	20	n	o et n	
06/12/2005	1	T	40	n		A
15/12/2005	1	T	35	n		F
24/12/2005	1	T	30	o		F
02/01/2006	0.80357143	t+	25	n	n	F
11/01/2006	0.67857143	t	15	n	o	F
20/01/2006	0.19642857	b+	15	n	n	
29/01/2006	0.73214286	t	15	n	o	
07/02/2006	0.80357143	t+	15	o	o	
16/02/2006	0.53571429	E	30	n	n	P
25/02/2006	0.60714286	t	40	n	n	
06/03/2006	0.39285714	b	50	n	n	
15/03/2006	0.51785714	E	20	n	n	
24/03/2006	0.41071429	E	5	n	n	
02/04/2006	0.26785714	b	20	n	n	
11/04/2006	0.26785714	b	15	n	n	
20/04/2006	0.26785714	b	30	n	n	

<u>VB</u>						
date moy	%terrigenè	code	taille	homogène?	brisure	divers
04/10/2005	0.26785714	b	5	n	n	P
13/10/2005	0.26785714	b	15	o	o	
22/10/2005	0.19642857	b+	15	o	o	
31/10/2005	0.19642857	b+	30	n	o	P
09/11/2005	0.73214286	t	40	n	o	
18/11/2005	0.46428571	E	30	n	n	
27/11/2005	0.26785714	b	10	n	n	
06/12/2005	0.19642857	b+	25	n	o	
15/12/2005	0.39285714	b	20	o	n	
24/12/2005	0.80357143	t+	35	n	n	P
02/01/2006	0.80357143	t+	20	o	o	
11/01/2006	0.92857143	t+	15	o	o	
20/01/2006	0.80357143	t+	20	n	o	P
29/01/2006	0.80357143	t+	30	n	o	
07/02/2006	0.875	t+	40	n	o	
16/02/2006	0.80357143	t+	30	n	o	P
25/02/2006	0.92857143	t+	20	o	o	
06/03/2006	0.80357143	t+	15	o	o	
15/03/2006	0.64285714	t	10	o	o	
24/03/2006	0.92857143	t+	15	n	n	
02/04/2006	0.80357143	t+	10	n	n	
11/04/2006	0.92857143	t+	10	o	n	
20/04/2006	0.92857143	t+	15	o	n	P
29/04/2006	0.73214286	t	15	n	o	F

<u>VC</u>						
date moy	%terrigenè	code	taille	homogène?	brisure	débris végétaux
04/10/2005	0.19642857	b+	20	n	n	P
13/10/2005	0.19642857	b+	25	n	n	P
22/10/2005	0.26785714	b	20	n	n	
31/10/2005	0.48214286	E	20	o	n	
09/11/2005	0.26785714	b	30	n	n	
18/11/2005	0.48214286	E	25	n	n	
27/11/2005	0.26785714	b	25	n	n	
06/12/2005	0.26785714	b	25	n	n	
15/12/2005	0.26785714	b	25	n	n	
24/12/2005	0.26785714	b	25	n	n	
02/01/2006	0.26785714	b	25	n	n	
11/01/2006	0.73214286	t	20	n	o	
20/01/2006	0.26785714	b	25	n	n	
29/01/2006	0.26785714	b	25	n	n	
07/02/2006	0.33928571	b	25	n	n	
16/02/2006	0.39285714	b	10	n	o	P
25/02/2006	0.64285714	t	15	n	o	
06/03/2006	0.64285714	t	5	n	o	
15/03/2006	0.71428571	t	10	o	o	
24/03/2006	0.85714286	t+	25	o	o	
02/04/2006	0.73214286	t	40	n	o	
11/04/2006	0.51785714	E	30	n	o	
20/04/2006	0.73214286	t	30	n	o	
29/04/2006	0.33928571	b	5	n	o	

Tableau récapitulatif des observations faites sur les carottes (frottis)

NOM et cote (cm)	%terri	Taille Homogène?	taille moy (µm)	distrib de taille	Faunes brisés?	divers
ienv2-07 interface	80	Non	10	5-40		
ienv2-12 interface	99	non	20	5-50		
ienv2-12 1.5	80	n	30	10-60		
ienv2-12 13.5	70	n	15	5->100		calcite>>qtz ; qges grains rouges bordeaux
ienv2-12 13.7	80	n	10	5-10		qques gg
ienv2-12 17.8	80	assez	10	5-20		
ienv2-13 interface	65	n	30	5->100	o	
ienv2-13 1.2	55	n	35	20->130		C>Q, et pas mal de Q
ienv2-13 5.2	70	n	40	10->100		Q, calcite
ienv2-13 5.9	90	n	25	10-40		
ienv2-13 13.2	55	n	30	20-60		
ienv2-15 interface	65	n	10	5-60	oui	
ienv2-15 0.1	75	n	25	5-40	oui	
ienv2-15 4.4	63	n	40	<80		C++ Q+ grains marrons-rouges,
ienv2-15 4.9	65	n	55	5->130	o	qq forams fossiles et rad brisées 1 foram fossilisé. Q++, C+, grains marrons foncés. Anguleux
ienv2-15 19.3	90	n	30	5->80		Bcp de debveg (avec cellules visibles), bcp de mica
ienv2-15 27.5	80	n	40	30-200	n	
ienv2-15 30.5	70	o	15	5-40 (up to 130)		C++ Q++ et grains verts bouteille
ienv2-15 31.1	70	n	20	10-40 up to 100	fossiles	forams fossiles. Q+, C++
ienv2-15 36.5	60	un peu	15	5-40		1 foram fossile, 1 normal.
ienv2-15 41.5	80	o	15	5-35		
ienv2-16 interface	70	n	15	10-70	oui	2 rad entières, 2 cassées. Q++ C++
ienv2-16 4.2	75	n	25	10-120		C++ Q++
ienv2-16 9.2	80	assez	25	15-50		C++ Q++
ienv2-16 18.4	70	o	40			C, Q,
ienv2-16 25.7	60	o	35			mica++, Q++ C+. 1 foram entier
ienv2-16 48	40	nl	30	10-60 up to 150		1 foram, Q++ C++, micas marrons
ienv2-16 48.4	80	o	25			Q, C++, micas marrons
ienv2-05 interface	50	n	20	15-40	o	forams entiers, r cassés 1 spic. Q+, C, mica.
ienv2-05 0.5/1	40	n	20	15-50 up to 80	o	1 vieux foram et qq frag rad
ienv2-05 5.5	60	?	60	?		Q++>micas marron>calcite>reste
ienv2-05 8.1	75	?	25	?		C>Q

Données acquises et non-utilisées dans le cadre de ce mémoire:

- La fluorescence X (scanner Avaatech)

La spectrométrie par fluorescence X (ou XRF, *X-ray fluorescence*) est une technique non destructive d'analyse qui permet de déterminer la teneur d'un échantillon en certains éléments majeurs (Si, Al, Ti, Ca, Fe, *etc.*) et traces (Sr, Rb, Zr, *etc.*). Dans les analyses XRF, un rayon X est envoyé à travers le sédiment, ce qui a pour conséquence d'exciter les atomes qui le composent. Les électrons sont expulsés dans la couche atomique supérieure. Le retour des électrons dans leur couche atomique d'origine s'accompagne d'une émission d'énergie. Chaque élément chimique émet une énergie différente. La mesure du spectre d'énergie émise par l'échantillon permet de connaître et d'estimer la proportion relative de chaque élément qui le compose. Cette technique a récemment été développée pour l'analyse semi-quantitative et continue des carottes sédimentaires (Jansen et al., 1998). Nos mesures ont été effectuées sur un Avaatech XRF Core Scanner installé à IFREMER, dont le fonctionnement est décrit par (Richter et al., 2006). Un pas d'analyse au millimètre a été utilisé.

Les mesures ont été faites sur 14 carottes: IENV2-05, IENV2-07, IENV2-12, IENV2-13, IENV2-15, MTB-VA-02, MTB-VA-05, MTB-VA-15, MTB-VA-26, MTB-VB-08, MTB-VB-16, MTB-VC-04, MTB-VC-10, MTB-RG-20.

- L'induration

Des plaquettes de sédiments, de dimensions 10 x 4 x 1 cm ont été prélevées afin d'être indurées. Ce procédé, développé par l'Université Bordeaux 1, permet de remplacer l'eau contenue dans les sédiments par de l'acétone puis de la résine. L'incorporation d'acétone puis de résine se fait progressivement par diffusion pour ne pas perturber les structures sédimentaires. Une fois que la résine est sèche, les lames peuvent être montées et observées au microscope optique. Cette technique permet d'observer les événements sédimentaires avec une résolution de l'ordre du micromètre (taille des grains les plus fins) et vient compléter l'imagerie rX.

- Les vents

Les données de vent ont été récupérées depuis le site <http://www.meteociel.fr> pour la période comprise entre le 1er janvier 2005 et le 25 octobre 2007. Ces données comprennent les valeurs horaires moyennes et en rafale, et leur direction.

- L'utilisation du plomb en excès dans l'interprétation de la dynamique sédimentaire

Le ^{210}Pb est un isotope qui provient de la désintégration du ^{222}Rn . Naturellement présent dans l'atmosphère et dans la colonne d'eau, il peut se fixer sur les particules (de préférence les fractions fines argileuses ou silteuses) et sédimente avec elles. Une fois enfoui, le sédiment ne peut plus assimiler ce ^{210}Pb dit "en excès", lequel se désintègre avec une période radioactive de 22,3 ans. Dans les sédiments, on trouve aussi du ^{210}Pb dit "supporté", qui provient de la désintégration du ^{226}Ra et qui ne dépend pas de l'âge du sédiment. ^{210}Pb et ^{226}Ra sont en équilibre dans le sédiment et donc en quantité égale. Pour connaître la mesure de ^{210}Pb en excès, il convient alors de retrancher à la mesure du ^{210}Pb la contribution du ^{210}Pb supporté, *i.e.* la valeur du ^{226}Ra . Si le dépôt de ^{210}Pb est relativement constant dans la zone d'étude et que la migration du ^{210}Pb dans les sédiments est limitée, la décroissance du plomb en excès

dans la colonne sédimentaire est gouvernée par la dégradation radioactive (demie vie de 22,3 ans) et le taux de sédimentation. A partir de cette décroissance du plomb en excès (noté $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$), on peut dater les sédiments en appliquant le modèle CFCS (Constant Flux and Constant Sedimentation Rate, Goldberg, 1963; Appleby and Oldfield, 1978) à partir de:

$$[^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}]_z = [^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}]_0 \cdot e^{-\lambda \frac{z}{S}}$$

$[^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}]_z$ étant l'activité à la profondeur z , $[^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}]_0$ l'activité initiale au moment du dépôt, λ la constante de décroissance radioactive et S le taux de sédimentation. L'activité initiale au moment du dépôt est équivalente à l'activité en surface de la colonne sédimentaire ou à la base de la couche de mélange de surface (voir Chapitre I, paragraphe 3). Ainsi, le taux de sédimentation sera égal à

$$S = \lambda \delta = \ln 2 / (T \cdot \delta)$$

Où T est la période du ^{210}Pb (22.3 ans) et δ représente la pente de la droite de régression obtenue à partir du diagramme semi-logarithmique de la décroissance du $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ en fonction de la profondeur z .

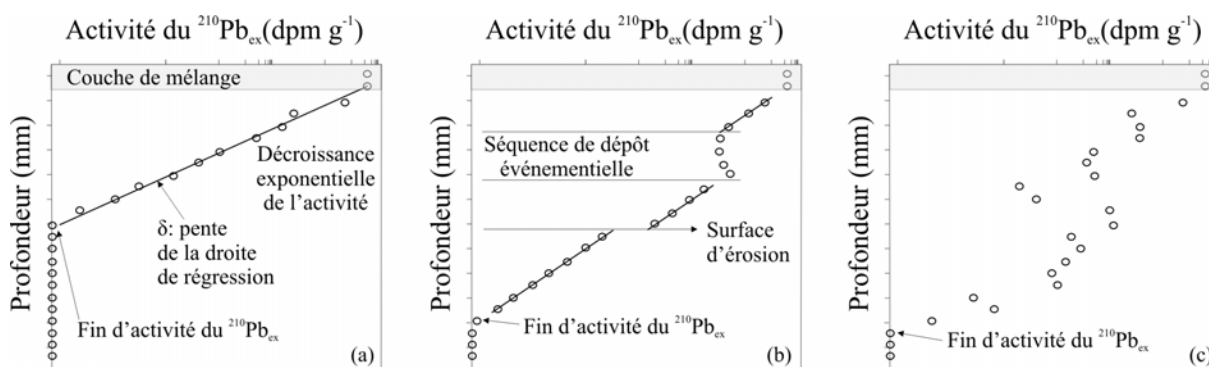


Figure III-3 : diagrammes représentatifs des différents profils d'activité du $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ rencontrés dans la colonne sédimentaire.

Le profil de décroissance en fonction de la profondeur dans la colonne sédimentaire peut fournir des informations supplémentaires sur la dynamique sédimentaire. Dans des environnements où le taux de sédimentation est régulier, nous avons vu que le profil de décroissance de l'activité du $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ est généralement composée de 2 régions (Figure III-3 a): une couche de mélange en surface et une couche dans laquelle la décroissance de l'activité est exponentielle. Ce profil peut changer lorsque le taux de sédimentation n'est pas constant. Si un événement gravitaire érode le sédiment en place ou dépose une nouvelle séquence sédimentaire, le profil de décroissance du plomb en excès peut mettre en évidence cette érosion ou ce dépôt instantané (Figure III-3 b). Ce genre de profil a été observé par exemple dans le système d'Eel avec le dépôt d'un panache de crue (Sommerfield and Nittrouer, 1999). Dans des environnements où les processus gravitaires sont nombreux, le profil de l'activité du plomb en excès peut être tellement modifié par les événements de dépôt ou d'érosion que l'interprétation du profil devient impossible (Figure III-3 c).

Résumé :

Le système turbiditique du Var présente la particularité d'être fréquemment parcouru par des écoulements gravitaires. Cela en fait un endroit privilégié pour étudier simultanément les facteurs déclenchant des courants de turbidité, leurs caractéristiques hydrodynamiques, leur contenu particulaire et les dépôts associés. Dans le cadre du projet Européen HERMES (6^{ème} Programme Cadre), nous avons acquis pendant 2 ans dans le canyon du Var et dans la vallée turbiditique (1) des séries temporelles dans la colonne d'eau (30 m et 400 m au dessus du fond) sur la vitesse des courants, la température et le flux particulaire, et (2) des prélèvements répétés par carottage du sédiment de surface.

Nos résultats mettent en évidence deux types de transport sédimentaire: (1) des écoulements gravitaires, et (2) des remises en suspension sur le fond par le Courant Nord. L'étude des caractéristiques hydrodynamiques des courants gravitaires permet de préciser nos connaissances sur leur mécanisme de formation. Les courants gravitaires peuvent être initiés par des déstabilisations dans le canyon ou par le plongement en mer de l'eau turbide du fleuve (courant de turbidité hyperpycnal). Ces derniers peuvent être générés lorsque le débit liquide du fleuve franchit un seuil de $306 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ à l'embouchure, et à condition que la crue soit étendue à l'ensemble du réseau hydrographique. L'étude combinée des mesures sur les deux années et des faciès sédimentaires dans les dépôts du siècle dernier souligne la prépondérance des courants de turbidité hyperpycnaux, qui représentent 80 % des écoulements gravitaires. De plus, cette étude combinée montre que les écoulements de faible magnitude (résultant de petites instabilités ou de crues annuelles du fleuve) s'arrêtent généralement au débouché de la vallée supérieure et ne déposent du sédiment que sur une terrasse située à 70 m au dessus du fond de la vallée. Les courants gravitaires de grande magnitude (résultant de larges instabilités ou de crues majeures du fleuve) sont fortement érosifs dans la partie du système située avant le pied de pente, et déposent des séquences sédimentaires sur les terrasses, la levée, et localement dans le chenal. Le cadre chrono-stratigraphique établi pour l'étude des séquences sédimentaires permet de mieux contraindre la manière dont ces courants gravitaires sont enregistrés et préservés, à plusieurs échelles de temps.

Mots clés: Var, Méditerranée, bassin Ligure, système turbiditique, processus gravitaires, courant de turbidité, hyperpycnal, crue.

Abstract :

In the framework of the HERMES European project, this study aims to characterize the sedimentary processes acting in the Var turbiditic system, their impact on the morphology, and their evolution through time and space. This work uses data acquired along the system, including interface cores, acoustic data, and measurement in the water column (temperature, particulate fluxes, speed and direction of the currents) thanks to mooring lines.

The Var turbiditic system is under the influences of the Northern Current and of the Var river by a direct connection. Sedimentary processes are related to gravity-driven currents, oceanic currents which remobilizes sediments and hemipelagic decantation. Gravity-driven processes are dominant and are responsible of 80% of the mean annual sedimentary transport in the system, at the scale of two years (2005-2007). They are characterized by a mean speed of 100 to 600 mm.s⁻¹ and a mean particulate flux of 10 to more than 400 g.m⁻².j⁻¹. The combination of the river discharge data and our in-situ measures allows to discriminate the mechanism responsible of their triggering: mass-wasting or river floods. Hyperpycnal turbidity currents, generated by the plunging of the turbid plume are observed for flood extended to the whole hydrographic system, with a river discharge of more than 306 m.s⁻¹ at the river mouth.

The past sedimentary processes have also been addressed, by studying the sedimentary deposits. During the last century, the canyon and the valley floor is a pathway for sediments and shows numeral erosive bedforms. Actual sedimentation is episodic and patchy and consists on coarse turbidites. Due to its elevation, the levee is a depositional area, but where only few gravity currents are able to spill over. The dominant facies of inner terraces depends on their elevation above the canyon or channel floor. On low-elevation terraces, erosional processes counterbalance depositional processes. All deposits show erosional bases. Only a few deposits on high-elevation terraces show erosional bases and they record most of the recent processes.

Five major types of deposits are recorded in the deposits. They are related to (1) concentrated gravity-currents, and their evolution in (2) high-density turbidity currents, related to large slope failures, (3) hyperpycnal turbidity currents, and (4) surge-like turbidity currents, triggered by shallow retrogressive failures. A fifth kind of sedimentary deposits could be related to the decantation of a turbid plume or to an alteration by bioturbation or bottom currents.

These gravity-driven currents are classified in two main groups, as a function of their impact on the morphology. Low-magnitude flows, among which surge-like turbidity currents and hyperpycnal turbidity currents related to yearly floods, constitute the main part of the daily sediment flux. These events are not powerful enough to carry their sediment load into the deep sea, and remain confined in the upper part of the turbidite system (Canyon and Upper Valley). They deposit thin, fine-grained and discontinuous sedimentary sequences, even at a metric scale, and are moreover easily eroded and hardly preserved. High-magnitude flows, among which turbidity currents related to large slope failures or to high-magnitude floods, generate significant changes in the morphology of the turbidite system. They lead to a strong erosion in the canyon and in the valley and provide thick, continuous and recognizable bodies with an extent covering the whole Var system.

Key words: Var, Méditerranée, Ligurian Basin, turbiditic system, gravity-driven flows, turbidity flows, hyperpycnal, flood.